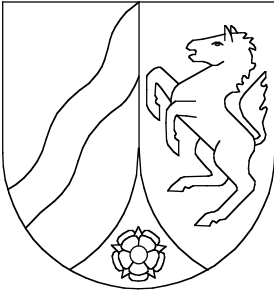


Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen



Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1:25 000

Erläuterungen
4019 Detmold

Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000

Erläuterungen zu Blatt 4019 Detmold

2. völlig neubearbeitete Auflage

Von
JOCHEN FARRENSCHON

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

Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen

Krefeld 1986

Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1 : 25 000	Erl.	4019 Detmold	172 S.	13 Abb.	15 Tab.	3 Taf.	Krefeld 1986
---	------	------------------------	--------	---------	---------	--------	-----------------

Alle Urheberrechte vorbehalten

2. völlig neubearbeitete Auflage

© 1986 Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen

1. Aufl.: STILLE, H., & MESTWERDT, A. (1911): Erläuterungen zu Blatt Detmold. - Geol. Kt. Preußen u. benachb. Bundesstaaten 1 : 25 000: 61 S.; Berlin.

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

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

Druck: Weiler, Krefeld

Vertrieb: Geologisches Landesamt, Nordrhein-Westfalen
De-Greiff-Straße 195, D-4150 Krefeld 1
Best.-Nr. 13-4019

INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
1. Vorbemerkungen	11
2. Allgemeine Übersicht	13
2.1. Geologischer Überblick	13
2.2. Geographischer Überblick	14
2.2.1. Geländegestalt und naturräumliche Gliederung	15
2.2.2. Gewässernetz	17
2.2.3. Klima	18
2.2.4. Besiedlung, Wirtschaft und Verkehr	18
2.2.5. Vor- und frühgeschichtliche Funde	20
3. Schichtenfolge	20
Paläozoikum	22
3.1. Oberkarbon (Silesium)	22
3.1.1. Westfal A (cwa)	22
3.2. Perm	24
3.2.1. Oberrotliegendes (ro)	24
3.2.2. Zechstein (z)	25
3.2.2.1. Zechstein 1	25
3.2.2.1.1. Kupferschiefer	25
3.2.2.1.2. Zechstein-Kalk	26
3.2.2.1.3. Unterer Dolomit und Werra-Anhydrit	26
3.2.2.2. Zechstein 2	26
3.2.2.3. Zechstein 3	26
Mesozoikum	27
3.3. Trias	27
3.3.1. Buntsandstein	27
3.3.1.1. Unterer Buntsandstein (su)	28
3.3.1.2. Mittlerer Buntsandstein (sm)	28
3.3.1.3. Oberer Buntsandstein (Röt) (so)	28
3.3.2. Muschelkalk	30
3.3.2.1. Unterer Muschelkalk	30
3.3.2.1.1. Unterer Wellenkalk (muW1)	31
3.3.2.1.2. Oolithzone (muO)	31
3.3.2.1.3. Mittlerer Wellenkalk (muW2)	33
3.3.2.1.4. Terebratelzone (muT)	33

	Seite
3.3.2.1.5. Oberer Wellenkalk (muW3)	34
3.3.2.1.6. Schaumkalkzone und <i>orbicularis</i> -Schichten (muS)	34
3.3.2.2. Mittlerer Muschelkalk (mm)	36
3.3.2.3. Oberer Muschelkalk	41
3.3.2.3.1. Trochitenkalk (mo1)	42
3.3.2.3.2. Ceratiten-Schichten (mo2)	45
3.3.3. Keuper	48
3.3.3.1. Unterer Keuper (= Lettenkohlenkeuper)	49
3.3.3.1.1. Untere Lettenkohlen-Schichten (ku1)	49
3.3.3.1.2. Hauptlettenkohlsandstein (ku2)	51
3.3.3.1.3. Grenzdolomit-Region (ku3)	52
3.3.3.2. Mittlerer Keuper	52
3.3.3.2.1. Gipskeuper (km1)	54
3.3.3.2.2. Schilfsandstein (km2)	55
3.3.3.2.3. Rote Wand (km3)	57
3.3.3.2.4. Steinmergelkeuper (km 4)	58
3.3.3.3. Oberer Keuper (Rhät) (ko)	61
3.4. Jura	64
3.4.1. Lias	65
3.4.1.1. Unterer Lias (jlu)	66
3.4.1.1.1. Hettang (jlhu und jlho)	67
3.4.1.1.2. Sinemur (jlsu und jlso)	69
3.4.1.2. Mittlerer Lias (Pliensbach) (jlp)	72
3.4.1.3. Oberer Lias (Toarc) (jlt)	72
3.4.2. Dogger (jd)	73
3.5. Kreide	74
3.5.1. Unterkreide	75
3.5.1.1. Osning-Sandstein (kruO)	75
3.5.1.2. Grünsand (krIm)	76
3.5.1.3. Flammenmergel (krlo)	77
3.5.2. Oberkreide	78
3.5.2.1. Cenoman	78
3.5.2.1.1. Cenoman-Mergel (krc1)	78
3.5.2.1.2. Cenoman-Pläner (krc2)	79
3.5.2.1.3. Cenoman-Kalk (krc3)	79
3.5.2.2. Turon	80
3.5.2.2.1. Rotpläner und <i>labiatus</i> -Schichten (krt1)	80
3.5.2.2.2. <i>lamarcki</i> -Schichten (krt2)	81
Känozoikum	82
3.6. Tertiär	82
3.6.1. Miozän (mi)	83
3.7. Quartär	84
3.7.1 Pleistozän	85

	Seite
3.7.1.1. Elster-Kaltzeit und Holstein-Warmzeit	86
3.7.1.2. Saale-Kaltzeit	87
3.7.1.2.1. Mittelterrasse (M)	88
3.7.1.2.2. Grundmoräne (D,Mg)	89
3.7.1.3. Eem-Warmzeit (ee)	92
3.7.1.4. Weichsel-Kaltzeit	93
3.7.1.4.1. Niederterrasse (N)	93
3.7.1.4.2. Fließerde („fl)	94
3.7.1.4.3. Löß, z. T. Sandlöß („Lö)	95
3.7.1.4.4. Flugsand, z. T. Dünen („S,a)	95
3.7.2. Holozän	96
3.7.2.1. Auensand („S,ta)	97
3.7.2.2. Auenlehm („L,ta)	97
3.7.2.3. Sinterkalk („Ks)	98
3.7.2.4. Künstliche Aufschüttung oder Auffüllung („y)	98
4. Gebirgsbau	98
4.1. Lagerungsverhältnisse	100
4.1.1. Osning-Zone	100
4.1.1.1. Berlebecker Achse	101
4.1.1.2. Osning-Überschiebung	102
4.1.1.3. Osning-Achse	102
4.1.2. Münsterländer Kreide-Becken	103
4.1.2.1. Unterkreide-Kette	104
4.1.2.2. Oberkreide-Kette	104
4.1.3. Lippisches Keuper-Gebiet	105
4.1.3.1. Gretberg-Horst	105
4.1.3.2. Oettern Lias-Mulde	106
4.1.3.3. Meinberger Graben	106
4.1.3.3.1. Wilberg-Barkhausener Lias-Graben	107
4.1.3.3.2. Oberschönhagener Lias-Graben	107
4.1.3.4. Brüntruper Lias-Graben	108
4.1.3.5. Subrosionssenken und Erdfälle	108
4.1.3.5.1. Subrosionssenk von Mosebeck	109
4.1.3.5.2. Subrosionssenk von Donop	110
4.1.3.5.3. Subrosionssenk von Wahnbeck	110
4.2. Alter der Gebirgsbewegungen	110
5. Erd- und Landschaftsgeschichte	111
6. Nutzbare Lagerstätten	114
6.1. Steine und Erden	114
6.1.1. Kalkstein	115
6.1.2. Mergelstein	115
6.1.3. Tonstein bis Tonmergelstein	117
6.1.4. Sandstein	117

	Seite
6.1.5. Sand und Kies	118
6.1.6. Lehm und Mergel	118
7. Hydrogeologie (G. MICHEL)	119
7.1. Hydrogeologischer Überblick	119
7.2. Grundwasserneubildung	123
7.3. Hydrochemische Verhältnisse	124
7.4. Grundwasserbewirtschaftung	129
8. Ingenieurgeologie (H. VOGLER)	131
8.1. Ingenieurgeologische Beschreibung der mesozoischen Schichten	132
8.2. Ingenieurgeologische Beschreibung der pleistozänen und holozänen Schichten	133
8.3. Allgemeine Hinweise	134
9. Böden (H. DAHM-ARENS)	135
9.1. Böden aus Gesteinen des Muschelkalks und der Oberkreide	135
9.2. Böden aus Gesteinen des Keupers und des Juras	138
9.3. Böden aus Gesteinen der Unterkreide	139
9.4. Böden aus Ablagerungen des Quartärs	139
10. Aufschlüsse und Bohrungen	141
10.1. Aufschlüsse	141
10.2. Bohrungen	146
11. Verzeichnis der Schriften und Karten	160

Verzeichnis der Abbildungen

Abb. 1 Lage des Blattgebietes	13
Abb. 2 Naturräumliche Gliederung	16
Abb. 3 Variscischer Untergrund	23
Abb. 4 Residualbildungen im Mittleren Muschelkalk; Bohrkerne der Bohrung KB Detmold 81	38
Abb. 5 Schichtenschnitt der Bohrung KB Detmold 81, schematisch	39
Abb. 6 Schichtenschnitte der Gelben Basisschichten, schematisch	43
Abb. 7 Einschaltung harter Steinmergellagen im Oberen Stein- mergelkeuper; Aufschluß östlich vom Sportplatz in Klüt	59
Abb. 8 Braunkohlen-Mutungsbohrungen in Wahnbeck	82
Abb. 9 Das Blattgebiet Detmold im Grenzbereich tektonischer Einheiten	99
Abb. 10 Steine und Erden	116
Abb. 11 Hydrogeologische Übersicht	120
Abb. 12 Bodenkundliche Übersicht	136/137
Abb. 13 Kalksteinbruch am Gretberg bei Bentrop	143

Verzeichnis der Tabellen

Tab. 1	Mittlere Jahreswerte der Klimaelemente	19
Tab. 2	Gliederung und Mächtigkeit der Schichten	21
Tab. 3	Das Perm in der Bohrung Detmold 2	24
Tab. 4	Gliederung des Mittleren Muschelkalks	36/37
Tab. 5	Gliederung und Mächtigkeiten des Oberen Muschelkalks	40/41
Tab. 6	Gliederung der Ceratiten-Schichten nach Zonenceratiten	45
Tab. 7	Gliederung des Unteren Keupers	51
Tab. 8	Gliederung und Mächtigkeiten des Mittleren Keupers	53
Tab. 9	Gliederung des Oberen Keupers	62
Tab. 10	Gliederung des Lias	66
Tab. 11	Gliederung der Kreide	74
Tab. 12	Gliederung des Quartärs	85
Tab. 13	Charakteristik hydrogeologischer Bereiche	121
Tab. 14	Grundwasseranalysen	126/127
Tab. 15	Wasserwerke der Stadt Detmold	131

Verzeichnis der Tafeln in der Anlage

Tafel 1	Geologische Schnitte 1 : 25 000
Tafel 2	Strukturkarte (dargestellt ohne Quartär-Bedeckung)
Tafel 3	Karte der Quartär-Basis 1 : 50 000

1. Vorbemerkungen

Die erste geologische Kartierung des Blattes 4019 Detmold im Maßstab 1 : 25 000 wurde von H. STILLE und A. MESTWERDT im Rahmen der königlich preußischen geologischen Landesaufnahme in den Jahren 1907 – 1908 durchgeführt (STILLE & MESTWERDT 1911). Das Blatt erschien 1911 zusammen mit den Nachbarblättern Blomberg, Steinheim und Horn-Sandebeck (heute Horn - Bad Meinberg) als 167. Kartenlieferung der Geologischen Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten.

H. STILLE war Bearbeiter der Osning-Region südwestlich des Werretals, während A. MESTWERDT den übrigen Teil des zum Lippischen Keuper-Gebiet gehörenden Raumes kartierte. Mit der Aufnahme des Blattes Detmold wurde erstmals der Übergang vom Nordostrand des Münsterländer Kreide-Beckens über die Osning-Zone zum Lippischen Bergland geologisch dargestellt. Dabei erfuhr auch der Keuper des Lippischen Berglandes eine erste umfassende Bearbeitung, deren Gliederung im Blattbereich heute noch nahezu vollauf gültig ist.

Die Revisionsaufnahme des Blattes Detmold wurde im Herbst 1980 begonnen und bis Ende 1982 abgeschlossen. Grund für eine Neubearbeitung war, das bereits lange vergriffene Blatt der Öffentlichkeit wieder zugänglich zu machen, auch im Hinblick auf die Bedeutung, die dem Gebiet in wasserwirtschaftlicher Hinsicht zukommt – das Lippische Bergland gehört zu den hydrogeologisch komplizierten Regionen Deutschlands (MICHEL & MODEL 1975, BECKER & KAEVER 1982: 2) – sowie seine tektonische Stellung im Grenzgebiet zwischen Hessischer Senke, Rheinischer Masse und Niedersächsischem Tektogen (ROSENFELD 1980). Das vorliegende Blatt stellt zusammen mit dem südlichen Anschlußblatt 4119 Horn - Bad Meinberg ein Schlüsselgebiet zur Klärung des tektonischen Baus Ostwestfalens dar. In diesem Raum treffen mehrere Großstrukturen aufeinander (s. Kap. 4.). Der Übergangsbereich zwischen Osning und Eggegebirge ist seit STILLES frühen Arbeiten in den ersten Jahren dieses Jahrhunderts ein klassisches Gebiet der Saxonischen Tektonik (KELLER 1976).

Für die Neukartierung lagen eine Reihe von Spezialuntersuchungen vor, die meist im Rahmen von Examensarbeiten verschiedener Hochschulinstitute erstellt wurden. Sie brachten gegenüber der Erstaufnahme bereits einige abweichende oder ergänzende Ergebnisse (FARRENSCHON 1983). Für den Bereich des Blattes Detmold sind folgende Arbeiten hervorzuheben: SERAPHIM (1972), BECKER (1975), KLOSTERMANN (1977), ROSENFELD (1977, 1980, 1982), EICKELBERG (1982) und NOLTE (1982). Verfeinerungen der Stratigraphie, die in einzelnen Aufschlüssen oder Bohrungen möglich sind – hier besonders für den Mittleren und Oberen Muschelkalk und den Mittleren Keuper (vgl. DUCHROW 1968) – waren für die flächenhafte geologische Darstellung nicht anwendbar.

Im Jahre 1979 erschien das Blatt C 4318 Paderborn der Geologischen Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 100 000. Teilergebnisse der hier vorgelegten modernen geologischen Aufnahme des Blattes 4019 Detmold konnten bereits in dieses Blatt übernommen werden.

Als wichtige Kartierunterlage dienten – neben natürlichen und künstlichen Aufschlüssen (ca. 300 im Blattgebiet) – die im Bohrchiv des Geologischen Landesamtes Nordrhein-Westfalen liegenden Schichtenverzeichnisse älterer Bohrungen (183) sowie die während

der Geländeaufnahme niedergebrachten kartierbegleitenden Bohrungen (43). Hinzu kamen ca. 360 Sondierbohrungen mit Teufen zwischen 4 und 8 m. Eine nützliche Hilfe bei der Darstellung der quartären Ablagerungen war die Bodenkarte von Nordrhein-Westfalen 1:50 000, Blatt L 4118 Detmold (1980). Aus dieser Kartierung, einer unveröffentlichten Bohrkarte von A. MESTWERDT aus dem Jahre 1908 sowie eigenen Bohrungen, konnten insgesamt 1060 Handbohrungen von 1 - 2 m Tiefe ausgewertet werden.

Die tiefste Bohrung im Blattgebiet ist die Bohrung Detmold 2 (Kap. 10.: Brg. 7); sie wurde an der Nordflanke der Osning-Achse bis in 1150 m Teufe geführt und hat eine Schichtenfolge vom Quartär über Oberen Muschelkalk bis zum Rotliegenden und diskordant unterlagernden mittleren Oberkarbon (Westfal A) erschlossen.

Die wichtigsten Kartiierungsergebnisse der Neubearbeitung des Blattes Detmold sind nachstehend zusammengefaßt.

Für den Verlauf der Osning-Zone ging H. STILLE ursprünglich von der Vorstellung eines Bruchfaltengebirges mit steilen Abschiebungen aus. Erst nach Auswertung zweier Tiefbohrungen, die in den Jahren 1924 - 1927 im Osning-Kernbereich niedergebracht wurden, konnte er eine flache Überschiebung (Osning-Überschiebung) erkennen (STILLE 1927: 218). Nach heutiger Ansicht werden auch eine Reihe anderer Verwerfungen im Bereich der Osning-Zone als flache Aufschiebungen gedeutet (u.a. EICKELBERG 1982).

Durch den Nachweis rötlichbrauner Schichten im Mittleren Muschelkalk konnten mehrere, früher als eingebrochene Keuper-Sedimente gedeutete, Ablagerungen als Mittlerer Muschelkalk erkannt werden; das führte zu einer vereinfachten tektonischen Darstellung. Konstruktionen der Randverwerfungen des Niedersächsischen Tektogens als sehr flache Überschiebungen auf präkretazisch angelegte Keuper-Gräben (vgl. EICKELBERG 1982, NOLTE 1982) konnten durch Bohrungen nicht bestätigt werden. Die unter dem Hangschutt des Osning-Sandsteins als Mittlerer Keuper zusammengefaßten Ablagerungen wurden anhand neuerer Aufschlüsse und ergänzender Bohrungen weiter untergliedert, andere Vorkommen erwiesen sich als ältere Ablagerungen (vgl. Taf. 2 in der Anl.).

Mehrere neue Lias-Vorkommen sind in Mulden- und Grabenstrukturen nachgewiesen; ihre vollständige Verbreitung ist auf einer abgedeckten geologischen Karte dargestellt (Taf. 2 in der Anl.). Der Untere Lias zwischen Wilberg und Vahlhausen läßt sich als Grabenstruktur bis nahe Oberwiembeck verfolgen (BECKER 1975). Ein weiterer Lias-Graben konnte zwischen Ober- und Niederschönhausen im Mittelteil des Meinberger Grabens nachgewiesen werden (KLOSTERMANN 1977). Grundwassererschließungsbohrungen erfaßten eine bisher unbekannte Lias-Mulde, die sich in Ost - West-Richtung nördlich von Detmold erstreckt. In Brüntrup wurde bei mehreren Bohrungen ebenfalls in geringer Tiefe Unterer Lias in einer Grabenstruktur angetroffen. Auch Bohrungen westlich von Donop erreichten unmittelbar unter der Quartär-Basis Ablagerungen des Unteren Lias.

Das „Tertiär von Mosebeck“ (MESTWERDT 1910: 175) im zentralen Bereich des Meinberger Grabens erwies sich als Subrosionssenke, die von stellenweise bis zu 140 m mächtigen pleistozänen Lockersedimenten gefüllt ist (BECKER 1975, REHAGEN 1980). Weitere Subrosionssenkungen wurden auch bei Donop und für den Bereich der vermutlich miozänen ehemaligen Braunkohlenvorkommen bei Wahnbeck erkannt. Das „Miozän von Altenkamp“, „eine Scholle braunkohlenführender Letten“ (STILLE & MESTWERDT 1911: 43), erwies sich als stärker inkohlter pleistozäner Torf. Als „Letten“ wurden früher überwiegend graue, aber auch andersfarbige, oft sandige Tonsteine mit einem geringen Kalkgehalt bezeichnet.

2. Allgemeine Übersicht

2.1. Geologischer Überblick

Der Untergrund des Blattgebietes Detmold (Abb. 1) wird nahezu in seinem gesamten Bereich von mesozoischen Sedimentgesteinen aufgebaut. Lediglich im Norden bei Wahnbeck konnten sich in einem Senkungsfeld tertiäre Ablagerungen erhalten. In weiten Bereichen wird der Festgesteinssockel von mehr oder weniger mächtigen Lockersedimenten des Quartärs überdeckt.

Aus geologischer Sicht lassen sich im Blattgebiet drei Teilbereiche unterscheiden. Mit Ausnahme des Osnings (s. Kap. 2.2.1.) und seines nördlichen Vorlandes gehört der überwiegende Teil zum Lippischen Keuper-Gebiet. In diesem Raum ist der Keuper mit allen seinen Stufen und in ganzer Mächtigkeit vorhanden. In einer Muldenzone und mehreren Grabeneinbrüchen konnten sich liassische Ablagerungen erhalten. Auf dem Gretberg führte die durch halokinetische Vorgänge bedingte horstartige Struktur zu einer Muschelkalk-Aufwölbung. Südwestlich der Linie Heidenoldendorf – Schönemark streichen die stark gestörten Muschelkalk-Rücken der Osnings-Zone, die dort aus den beiden Sattelstrukturen (Achsen, STILLE 1908: 22) Osnings-Achse und Berlebecker Achse besteht. In ihren Kernbereichen tritt oberster Röt zutage. Die Berlebecker Achse taucht an ihrem Nordwestende unter Ablage-

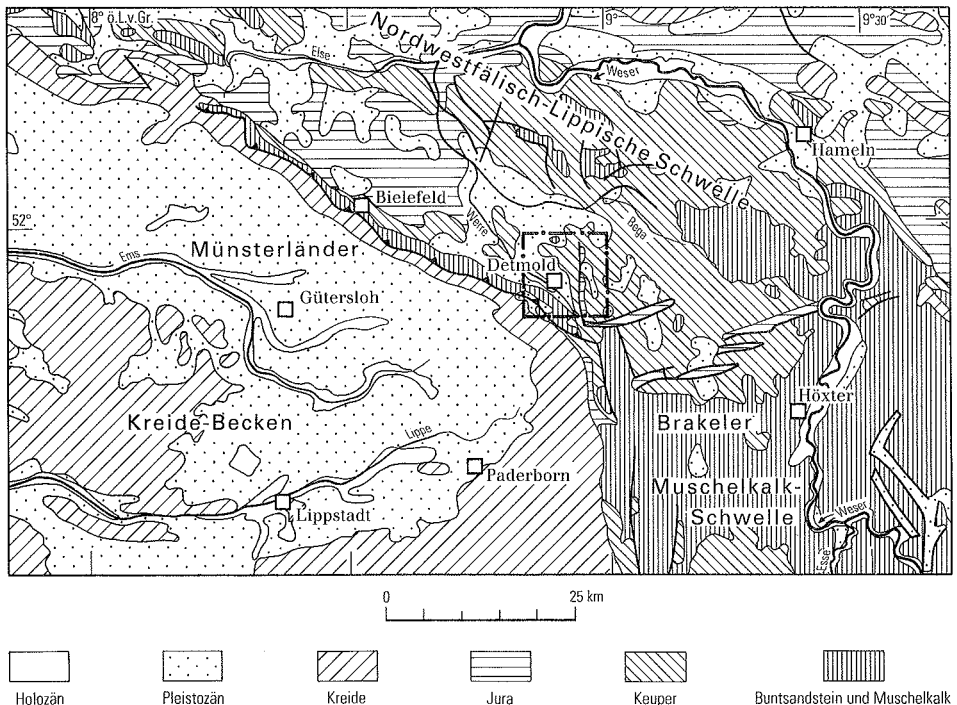


Abb. 1 Lage des Blattgebietes

rungen des Mittleren Keupers und transgressiver Unterkreide-Schichten ab. Zusammen mit den Oberkreide-Rücken in der Südwestecke des Blattgebietes werden die Ausläufer des Münsterländer Kreide-Beckens erfaßt.

Durch die Tiefbohrung Detmold 2 (Kap. 10.: Brg. 7) zum Zwecke einer Thermalsprudelererschließung sind auch Schichten bis zum Oberrotliegenden mit diskordant unterlagerndem Westfal A aufgefahren worden. Diese Bohrung bestätigte Vermutungen, wonach im Osning-Bereich mit flachen Überschiebungen zu rechnen ist (u.a. MEYER 1903).

Vom tektonischen Aufbau her läßt sich das Blattgebiet in drei unterschiedlich ausgebildete Bereiche gliedern. Im Südwestteil erstreckt sich der Osning mit vorwiegender Südost – Nordwest-Richtung (herzynisch); er ist das Produkt einer spätkretazischen Tektogenese. In dieser Hebungszone treten zahlreiche Quer- und Längsstörungen unterschiedlichen Alters auf. Im Bereich der Werreniederung schließt sich nach Norden das flachwellige Keuper-Vorland des Osnings an, das seine Entstehung ebenso den subherzyn-laramischen Bewegungen an der Wende Kreide/Tertiär verdankt. Seine weiträumigen Sattel- und Muldenstrukturen streichen von der herzynischen Südost – Nordwest-Richtung bis in Ost – West-Richtung. Östlich der Linie Oberwiembeck – Schönewald erstreckt sich der Süd – Nord verlaufende Meinberger Graben, der eine leicht sattelförmige Struktur aufweist. In dieser überwiegend von Ablagerungen des Oberen Keupers bestimmten „Rheinischen Schwächezone“ (ROHDE 1963: 116) sind mehrere Lias-Gräben staffelartig eingebrochen. Mit Ausnahme der Jura-Vorkommen bei Brüntrup verlaufen die Gräben parallel zu den Randstörungen. Im südlichen Bereich des Meinberger Grabens schalten sich auch Sedimente des Mittleren Keupers ein. Die interessanteste Erscheinung innerhalb der Grabenzone ist das bis ca. 140 m tiefe Mosebecker Senkungsfeld, eine altpleistozäne Subrosionssenke, die ihre Entstehung der Auslaugung von Zechstein-Salz im tiefen Untergrund verdankt (BECKER 1975).

An jüngeren Gesteinsfolgen haben sich im Blattgebiet – neben dem erwähnten Tertiär-Vorkommen – kalt- und warmzeitliche Sedimente des Quartärs erhalten. Während in einem Aufschluß möglicherweise Ablagerungen der Elster-Kaltzeit nachgewiesen sind, erfüllen Grundmoränen der Saale-Kaltzeit in weiten Bereichen die Niederungen und Teile des westlichen Hügellandes. Die mit dem Wechsel von Kalt- und Warmzeiten einhergehenden Aufschotterungen und Eintiefungen der Bachläufe führten zur Bildung von Terrassen, die im Bereich der Berlebecke bis zu 25 m mächtig sein können. Windablagerungen haben sich flächenhaft in Form von Löß, zum Teil Sandlöß und Flugsand erhalten. Während sich die gröberkörnigen Bestandteile meist nur in der Nähe der Gebiete ausgeblasener Schotterfluren finden, wurden die Löss weit über den gesamten Blattbereich verweht. An den Hängen von Keuper-Höhen bewegten sich unter dem Einfluß periglazialen Klimas Fließerden aus Hangschutt langsam abwärts. Die Niederungen der Bachläufe sind gekennzeichnet durch Auensedimente; neben Kies, Sand, Schluff und Ton treten stellenweise auch Torfe von geringer Mächtigkeit auf. In die Quartär-Zeit fällt in der Hauptsache die schon im späten Tertiär eingeleitete Formung des Reliefs zum heutigen Landschaftsbild.

2.2. Geographischer Überblick

Das Gebiet des Blattes Detmold umfaßt den Ausschnitt zwischen 8°50' und 9°00' östlicher Länge sowie zwischen 51°54' und 52°00' nördlicher Breite. Kommunalpolitisch gehört es in seiner gesamten Ausdehnung zum Regierungsbezirk Detmold, enger gefaßt zum

Kreis Lippe, der 1972 aus den ehemaligen Kreisen Detmold und Lemgo hervorgegangen ist.

Die Grotenburg, die auch das 55,5 m hohe Hermannsdenkmal trägt, ist mit + 386,1 m NN die höchste Erhebung – der tiefste Punkt liegt mit + 98 m NN in der Nordwestecke des Blattgebietes.

2.2.1. Geländegestalt und naturräumliche Gliederung

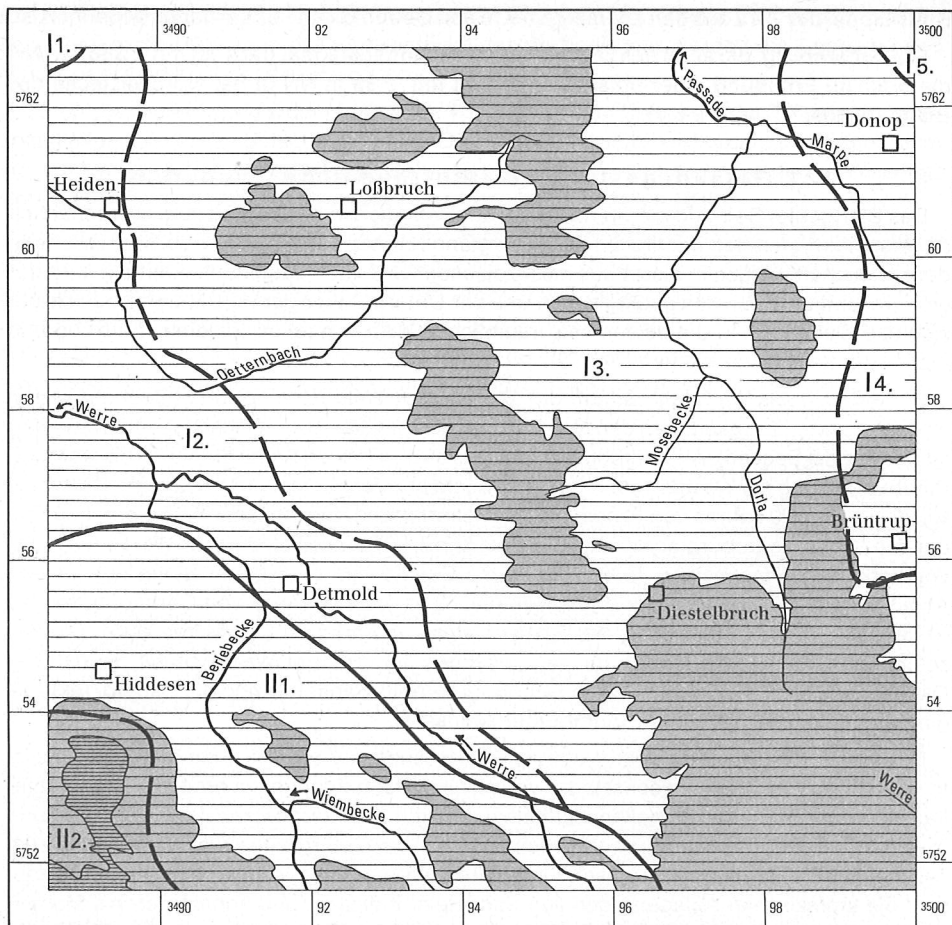
Das Blattgebiet Detmold gehört nach der naturräumlichen Gliederung zum landschaftlich äußerst mannigfaltigen westlichen Weserbergland (MEISEL 1959: 3). Die Oberflächenformen der Landschaft werden in dieser aus mesozoischen Gesteinen aufgebauten Mittelgebirgsregion wesentlich durch den geologischen Bau des Untergrundes geprägt. Morphologisch läßt sich das Blattgebiet in die beiden naturräumlichen Haupteinheiten Bielefelder Osning und Lipper Bergland untergliedern (Abb. 2).

Südwestlich des Werretals verläuft der Teutoburger Wald (Osning) und bildet mit seinen langgestreckten Bergkämmen den Nordostrand der Westfälischen Tieflandsbucht (Münsterländer Kreide-Becken). Als Teutoburger Wald wird im weitesten Sinne die Nord- bis Nordostrandbegrenzung der Westfälischen Tieflandsbucht bezeichnet (ca. 110 km Länge). Der Name wurde vor ca. 300 Jahren von FERDINAND VON FÜRSTENBERG, Bischof von Paderborn, geprägt, der den „saltus Teutoburgiensis“ des TACITUS (Ann. I, 60) auf den Lippischen Wald bezog (vgl. Wanderkarte Hermannsland 1978). Der Name Osning gilt im engeren Sinne nur für den Abschnitt von Bielefeld bis Oerlinghausen (ca. 12 km). Der Bereich von Oerlinghausen bis Berlebeck – also einschließlich des Blattgebietes – gehört zum Lippischen Wald. Die Bezeichnung Osning wird jedoch für den gesamten Teutoburger Wald benutzt, so daß der Osning-Sandstein synonym mit dem Teutoburger-Wald-Sandstein und die Osning-Tektonik die des stärker beanspruchten Teutoburger Waldes ist.

Das sich in Nordwest – Südost-Richtung erstreckende, nur etwa 4 – 6 km breite Gebirge ist in seinem Vorland infolge wechselnder Verwerfungsrichtungen in ein breiteres, unregelmäßig geformtes Berg- und Hügelland aufgelöst. Erst mit dem Bergrücken der Grotenburg und in seiner weiteren Erstreckung nach Südosten nimmt der Gebirgszug wieder steilere und zum Teil kammartige Formen an. Typisch für den Teutoburger Wald in seinem gesamten Verlauf sind die kretazischen Ablagerungen von Sandstein, Kalkstein und Tonmergel- bis Mergelstein sowie die Muschelkalk-Ketten der Vorberge des Osnings. Während auf den höchsten Kämmen und Rücken ausgedehnte Buchen- oder Buchenmischwälder vorherrschen, wird das Vorland überwiegend landwirtschaftlich genutzt; lediglich die Kuppen der Kalksteinberge sind noch bewaldet (Eichen-Hainbuchenwald).

Nördlich der Werreniederung erstreckt sich das durch weiträumige Talungen und Becken morphologisch stark gegliederte Lipper Bergland mit seinen vielfältigen Teillandschaften. Über weite Bereiche ist das pleistozäne Inlandeis hinweggegangen; es hat die Höhen abgerundet und eine besonders im westlichen Teil des Blattgebietes mitunter sehr mächtige Grundmoränendecke hinterlassen. Diese Ablagerungen erfüllen weitgehend die Täler und ziehen sich an den Hängen der Berge bis in Höhen von etwa + 230 m NN hinauf.

Das von der Werre und ihren Nebengewässern durchflossene Hügelland – mit der Kreis- und Bezirkshauptstadt Detmold als ältester Ansiedlung – verläuft flachwellig, und sein Keuper-Untergrund ist bis auf wenige Stellen von Löß- oder Geschiebelehm bedeckt. Der überwiegende Teil wird ackerbaulich genutzt; vereinzelt sind kleine Wäldchen und Gebüsche zwischen die Ackerflächen gestreut. In der Werreniederung dominieren Grünlandflächen.



0 4 km



100 - 200



200 - 300



> 300 m ü. NN

- I.1. Bega-Mulde
- I.2. Werre-Hügelland
- I.3. Detmolder Hügelland
- I.4. Blomberger Becken
- I.5. Blomberger Höhen

Lipper Bergland

- II.1. Pivitsheider Berge
- II.2. Lipper Wald

Bielefelder Osning

Abb. 2 Naturräumliche Gliederung (nach MEISEL 1959)

Den größten Teil des Blattgebietes nimmt das Detmolder Hügelland ein. Es ist ein stark gegliedertes, ebenfalls nur sanft gewelltes Hügelland mit Keuper-Untergrund, das von einzelnen Bergen mit Höhen zwischen + 250 und + 290 m NN durchsetzt ist. Waldflächen treten in dieser vorwiegend ackerbaulich genutzten Region etwas zurück. Nur auf den teilweise sandigen bis quarzitischen Gesteinen des Oberen Keupers im Osten und Südosten nehmen Eichen- und Hainbuchenwälder einen größeren Raum ein. Kleine Waldstücke und zahlreiche Hecken und Gebüsche vermitteln den Eindruck einer parkartigen, gehölzreichen Landschaft. Siedlungen liegen verstreut als lockere Wededörfer, häufiger noch als Einzelhöfe, meist am Rande von Tälchen, zum Teil aber auch auf flachen Hügeln.

Zwischen Brüntrup und Donop erstreckt sich der westliche Teil des Blomberger Beckens. Es ist eine leicht wellige, im Norden von einer mächtigen Löß- und Geschiebelehmdecke erfüllte Muldenlandschaft. Die fruchtbaren Lößböden tragen fast ausschließlich Ackerland. Die randlichen Höhenzüge werden von Tonsteinen und Sandsteinen des Oberen Keupers aufgebaut und sind mit Eichen-Hainbuchenwald bestanden oder werden beackert.

2.2.2. Gewässernetz

Im Kreisgebiet Lippe gibt es keine Wasserstraßen. Alle Bäche des Blattbereiches gehören zum Stromgebiet der Weser. Hauptvorfluter sind die Werre, ihr Zufluß Bega und die Emmer.

Die Werre ist ein 61 km langer linker Nebenfluß der Weser. Sie entspringt bei + 245 m NN in Wehren (R 99 530, H 52 995) an einer Störungszone zwischen Mittlerem und Oberem Keuper. In einem großen, erst nach Süden, dann nach Westen gerichteten Bogen umfließt sie – außerhalb des Blattgebietes – einen Keuper-Hang und quert anschließend Bad Meinberg. Bei Schmedissen tritt die Werre in einem nahezu V-förmigen Tal mit schmaler Talauwe wieder in den Blattbereich ein. Sie quert zunächst den nördlichen Höhenzug des Teutoburger Waldes, um dann stetig, dem Streichen des Osnings folgend, in nordwestlicher Richtung zu fließen. Nördlich von Krähenberg verläßt sie das Blattgebiet bei + 115 m NN. Auf den ersten 8,5 km wird ein Höhenunterschied von 94 m überwunden. Das ist im Durchschnitt ein Gefälle von 11 ‰, wobei die höchsten Werte auf den ersten 1,5 km oberhalb von Bad Meinberg liegen (30 m, 20 ‰). Unterhalb von Remmighausen sinkt das Gefälle auf weniger als 5 ‰. Auf ihrem Weg bis Detmold empfängt die Werre drei Nebenbäche – Strangbach, Wedasch und Wörbke – die ihre Quellläste bis in den Lias-Graben von Wilberg-Barkhausen vorstrecken, sowie kleinere Wasseradern aus den das Werretal begrenzenden Höhen. Im Stadtgebiet von Detmold mündet, aus südlicher Richtung kommend, die Berlebecke (hier: Knochenbach) in die Werre. Ihr Einzugsgebiet ist der Teutoburger Wald mit seinen nördlichen Randketten. Der Verlauf des Tals hängt mit Störungen im Bau des Untergrundes zusammen. Bis zum westlichen Blattrand empfängt die Werre linksseitig nur noch den Heidenbach, während von rechts keine nennenswerten Zuflüsse hinzutreten. Grund hierfür ist eine Nebenwasserscheide auf dem östlichen Talhang der Werre, deren Abflüsse über den Oetternbach in die Bega gelangen. Während der Oetternbach quer zum Streichen mehrere Sattel- und Muldenzonen durchläuft, fließen die weiteren Nebenbäche der Bega (Linnebach, Passade – mit den Zuflüssen Dorla, Mosebecke, Brokerbach und Marpe) mehr oder weniger parallel zu den geologisch vorgezeichneten Strukturen. Die Bega mündet bei Bad Salzuflen in die Werre, diese bei Bad Oeynhausen in die Weser.

Das Einzugsgebiet der Werre schließt die Umgebung von Brüntrup am östlichen Rand des Blattgebietes aus. Alle Abflüsse aus diesem Bereich fließen nach Osten ab und erreichen die Emmer, die bei Emmerthal in die Weser mündet.

Hochwasserereignisse treten im Werregebiet relativ häufig auf. Zur Verringerung der Hochwassergefahr, besonders in den Niederungen von Werre und Bega, ist nach einem generellen Plan des Werre-Wasserverbandes (Herford) – veröffentlicht im Gebietsentwicklungsplan für den Regierungsbezirk Detmold (Regierungspräsident Detmold 1980: 119) – die Errichtung von Hochwasserrückhaltebecken an der Passade zwischen Unterwiembeck und Voßheide (TK 25: 3919 Lemgo) sowie an Werre, Wörbke, Wiembecke und Berlebecke vorgesehen.

2.2.3. Klima

Mit vorherrschend atlantisch-feuchter Westwinddrift gehört das Blattgebiet zum nord-westdeutschen Klimabereich und stellt im besonderen einen Teil des Klimabezirkes Unteres Weserbergland dar. Im Temperaturgeschehen macht sich die maritime Beeinflussung deutlich bemerkbar. Extreme Temperaturen sind selten; die Temperaturkurve ist ausgeglichen. In der Regel sind die Winter relativ mild und die Sommer mit mittleren Werten nicht allzu heiß. Der kälteste Monat ist durchschnittlich der Januar, der wärmste der Juli. Die Windrichtungen wechseln im Jahresablauf sehr, am häufigsten weht der Wind aus West und Südwest. Das Gebiet östlich des Teutoburger Waldes liegt im Regenschatten des Gebirges. Infolgedessen ist die Verteilung der jährlichen Niederschlagssummen sehr unterschiedlich. Während in der Kammregion des Osnings bis zu 1100 mm Niederschlag fällt, schwankt die Niederschlagsmenge im Vorland des Höhenzuges zwischen 750 und 850 mm im Jahresmittel. Nach SCHNELL (1955) beträgt die mittlere jährliche Verdunstungshöhe zwischen 45 und 60 % der jährlichen Niederschläge. Bis in den Mai ist mit Nachtfrösten zu rechnen, die eine Feldbestellung beeinträchtigen. Die Vegetationsperiode dauert ca. 220 Tage (Klimadaten 1976). Für den Blattbereich können unter Berücksichtigung von Windstärke, Höhenlage, Waldbedeckung, Abkühlung und mittlerer Julitemperatur zwei Bioklimazonen zuerkannt werden. „Schonendes“ Bioklima ist weitgehend für das Detmolder Hügelland zu erwarten, während der Großteil des Teutoburger Waldes mit seinem unmittelbaren Vorland der Bioklimastufe „reizschwach“ zugerechnet wird.

Eine allgemeine Übersicht gibt die Tabelle 1, in der die mittleren Klimawerte aufgeführt sind; sie sind dem Klima-Atlas von Nordrhein-Westfalen (1960) entnommen.

2.2.4. Besiedlung, Wirtschaft und Verkehr

Der Kreis Lippe gehört mit 260 Einwohnern je km² (Stand: 1978) zu den am dichtesten besiedelten Gebieten des Regierungsbezirkes. Detmold ist mit 66 200 Einwohnern (Stand: 1978) (Regierungspräsident Detmold 1980) die größte Kommune des Blattbereiches. Weiterhin teilt sich die Fläche des Blattgebietes Detmold in seinen Randbereichen unter die Städte Lemgo, Blomberg, Horn-Bad Meinberg und Lage auf.

In der frühen agrargesellschaftlichen Entwicklungsphase hatte sich die Besiedlung in enger Bindung an die land- und forstwirtschaftlichen Nutzflächen ausgebreitet. Dabei waren im frühen Mittelalter die Höhenzüge des Osnings mit seinem hügeligen Vorland im Nordosten weit ausgedehnter bewaldet als heute (BRAND 1981: 47). Neben den Handelszentren hatte sich die Siedlungsform der Einzelhöfe, Weiler und Dörfer oder kleinerer Orte herausgebildet. Industrie- und versorgungswirtschaftlich orientierte Entwicklungskräfte konzentrierten sich auf wenige, verkehrsgünstig liegende, topographisch und siedlungsstrukturell bevorzugte Standorte. Die ehemals 170 selbständigen Gemeinden des Kreisgebietes sind heute zu zehn Städten und sechs Gemeinden zusammengefaßt (Regierungspräsident Detmold 1980). Det-

Tabelle 1
Mittlere Jahreswerte der Klimaelemente

Klimaelemente	Werte	Beobachtungs- zeitraum
Zahl der Sommertage im Jahr (Tageshöchstwert der Temperatur mindestens 25°C)	20	1881 – 1930
Zahl der Eistage im Jahr (Tageshöchstwert der Temperatur unter 0°C)	15 – 20	1881 – 1930
Zahl der Frosttage im Jahr (Tagestiefstwert der Temperatur in 2 m Höhe unter 0°C)	90 – 100	1881 – 1930
Niederschlagssumme im Jahr (mm)	750 – 850	1891 – 1930
Niederschlagssumme von Mai – Juli (mm)	220 – 240	1891 – 1930
Niederschlagssumme im Winterhalbjahr November – April (mm)	370 – 420	1891 – 1930
Zahl der Schneefalltage im Jahr (mindestens 0,1 mm)	25 – 30	1911 – 1940
Zahl der heiteren Tage im Jahr (Bewölkung unter 2 Zehntel des Himmelsgewölbes)	35	1921 – 1940
Zahl der trüben Tage im Jahr (Bewölkung über 8 Zehntel des Himmelsgewölbes)	160	1921 – 1940
Zahl der Nebeltage im Jahr	45 – 50	1921 – 1940
jährliche Verdunstungshöhe (mm)	475	1931 – 1950
wirkliche Lufttemperatur im Jahr (°C)	8 – 9	1881 – 1930
wirkliche Lufttemperatur im Januar (°C)	-1 bis +1	1881 – 1930
wirkliche Lufttemperatur im Juli (°C)	16 – 17	1881 – 1930

Detmold ist durch mehr oder weniger breite Siedlungsbrücken mit Hiddesen, Heidenoldendorf, Jerxen-Orbke, Klüt sowie Spork-Eichholz und Remmighausen verbunden, ebenso Heiligenkirchen mit Berlebeck und Loßbruch mit Bentrup. Demgegenüber besteht jedoch ostwärts der Linie Remmighausen – Loßbruch noch überall der Zustand einzelörtlich getrennter Siedlungslage inmitten ausgedehnter Freiräume ohne nennenswerte Zersiedlung (GORKI 1981: 24).

Von der arbeitenden Bevölkerung sind in Lippe rund 45 % im produzierenden Gewerbe und 5 % im Agrarbereich tätig. Etwa die Hälfte der gesamten Fläche des Kreises wird landwirtschaftlich genutzt; 29 % bestehen aus Waldfläche. Der überdurchschnittlich hohe Waldbestand hat als Rohstofflieferant für die lippische Wirtschaft eine hohe Bedeutung. Verkehrsmäßig ist das Blattgebiet nur bedingt gut erschlossen. Der Raum Lippe liegt südöstlich der großräumigen Entwicklungsachse Ruhrgebiet – Bielefeld/Herford – Hannover. Die Hauptverkehrslinien (Autobahn, Schienenweg) dieser Achse berühren das Gebiet um Detmold nur am Rande. Es existieren hingegen Anschlußstrecken, die eine Anbindung an das großräumige Verkehrsnetz schaffen. Die größte Bedeutung für das Blattgebiet haben die Bundesstraßen. Es sind dies die B 239 (Höxter – Detmold – Herford), die B 1 (Paderborn – Bad Meinberg – Hameln) und untergeordnet die B 238 (Detmold – Lemgo – Kalletal).

2.2.5. Vor- und frühgeschichtliche Funde

Sichtbare Zeugen älterer Kulturzeiten sind im besonderen die zahlreichen Steinhügelgräber, die im Schutz der Wälder noch nicht der fortschreitenden Kultivierung zum Opfer fielen (NEBELSIEK 1957), sowie zwei Hünenringe im Bereich der Grotenburg.

Im Blattgebiet gibt es noch etwa 30 – 35 Steinhügelgräber (NEBELSIEK 1950 b: 165). Nicht immer lassen sich diese Hügel ohne weiteres als Grabanlagen erkennen, da manche eine 10 – 40 cm dicke Erdschicht tragen. Nur selten liegt eine Grabgrube unter Bodenniveau. Die Hügelgräber zeigen vorwiegend einen kreisförmigen Grundriß; sie können jedoch auch ovale Gestalt haben. Als Baustoff wurden Gesteine der unmittelbaren Umgebung verwendet: Kalkstein (Muschelkalk), Sandstein und Mergelstein (Keuper). Bemerkenswert ist ihre Lage jeweils auf den höheren Bergrücken, so vorwiegend in den beiden Muschelkalk-Achsen der Osning-Zone und im Bereich Diestelbruch/Fissenknick. Das Alter der Steinhügelgräber kann mindestens bis in die ältere Bronzezeit (ca. 1700 – 1200 v. Chr.) zurückdatiert werden, wie Untersuchungen an aufgefundenen Grabbeigaben bei Oberschönhausen ergeben haben (NEBELSIEK 1950 a: 148).



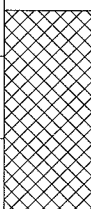
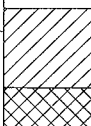



HOHENSCHWERT (1978: 116) beschreibt den „Großen Hünenring“ auf der Grotenburg nach Angaben aus der Literatur als eine der ältesten Befestigungen des lippischen Landes. Von der einst so „eindrucksvollen prähistorischen Anlage“ sind jedoch heute nur noch schwache Reste erhalten. Untersuchungen lassen auf eine ca. 4 m breite, nicht geschlossene Steinmauer am Rand des Höhenrückens der Grotenburg schließen. Im Osten, weit unterhalb der Grotenburg, soll noch eine weitere, inzwischen völlig verschwundene Felsenmauer gelegen haben (CLOSTERMEIER 1822). Ihre tatsächliche Existenz würde der Bedeutung und Funktion der Grotenburg eine neue Beurteilung zuteil werden lassen. Aufgrund der besonderen Bauweise soll sich die Anlage nach SCHUCHARDT (1906) mit den Ringwällen der späten La-Tène-Zeit (ca. 500 v. Chr.) Mitteldeutschlands vergleichen lassen.

Der „Kleine Hünenring“ am Osthang der Grotenburg besteht aus einer in Stufen aufgebauten, oval angelegten Mauer mit großen Gesteinsblöcken (Osning-Sandstein) und einem bis 2 m tiefen Graben. Untersuchungen haben ergeben, daß dieser Hünenring im 9. – 10. Jahrhundert n. Chr. angelegt wurde und funktionell in Zusammenhang mit einem Königshof in Heiligenkirchen und dessen Pfarrkirche stand (HOHENSCHWERT 1978: 146).

3. Schichtenfolge

Die in der geologischen Karte und den dazugehörigen Schnitten (Taf. 1 in der Anl.) dargestellten Schichten reichen vom Oberkarbon (Westfal A) bis in das Quartär (Tab. 2). Der paläozoische Untergrund ist dabei lediglich durch die Tiefbohrung Detmold 2 (Kap. 10.: Brg. 7) belegt, die 1924 – 1927 im Kernbereich der Osning-Achse niedergebracht wurde (vgl. auch Kap. 7.3.). Das älteste an der Geländeoberfläche anstehende Gestein sind die obersten Schichten des Röts (Oberer Buntsandstein). Oberjura, höhere Oberkreide und Tertiär sind – bis auf vorhandene aber nicht mehr nachweisbare tertiäre Relikte in einem Senkungsbereich – im Blattgebiet nicht erhalten.

Tabelle 2
Gliederung und Mächtigkeit der Schichten

			über Tage verbreitete Schichten	Mächtigkeit (m)	Verbreitung
Quartär	Holozän Pleistozän		(s. Tabelle 12)	bis 30	
Tertiär	Miozän		Subrosionssenkenerfüllung		
Kreide	Oberkreide	Turon	<i>lamarki</i> -Schichten <i>labiatus</i> -Schichten, Rotpläner	krt2 bis 90 krt1 bis 40	
		Cenoman	Cenoman -Kalk Cenoman -Pläner Cenoman -Mergel	krc3 bis 40 krc2 bis 55 krc1 bis 100	
	Unterkreide	Oberalb	Flammenmergel	krlo bis 80	
		Mittelalb	Grünsand	krlm bis 3	
		Hauterive bis Unteralb	Osning-Sandstein	kru0 bis 40	
Jura	Dogger			bis 50	
	Lias	Toarc Pliensbach Sinemur Hettang	Sinemur Hettang	jls bis 70 jlh bis 50	
		Trias	Keuper	Oberer Keuper	
Mittlerer Keuper	Steinmergelkeuper			km4 bis 70	
	Rote Wand			km3 bis 30	
	Schilfsandstein			km2 bis 30	
	Gipskeuper		km1 bis 95		
Unterer Keuper	Grenzdolomit-Region		ku3 bis 9		
	Hauptlettenkohlsandstein		ku2 bis 6		
	Untere Lettenkohlen-Schichten		ku1 bis 30		
Muschelkalk	Oberer Muschelkalk	Ceratiten-Schichten Trochitenkalk	mo2 bis 50 mo1 bis 15		
	Mittlerer Muschelkalk	Mittlerer Muschelkalk	mm bis 70		
	Unterer Muschelkalk	<i>orbicularis</i> -Schichten, Schaumkalkzone	muS bis 10		
		Oberer Wellenkalk	muW3 bis 15		
		Terebratelzone	muT bis 9		
		Mittlerer Wellenkalk	muW2 bis 25		
		Oolithzone	mu0 bis 6,6		
Buntsandstein	Oberer Buntsandstein	Röt	so bis 150		
	Mittlerer Buntsandstein		bis 100		
	Unterer Buntsandstein		bis 225		
Perm	Zechstein Rotliegendes				
Karbon	Oberkarbon	Westfal A			



über Tage verbreitet



unter Tage nachgewiesen, bzw. zu vermuten

Paläozoikum

3.1. Oberkarbon (Silesium)

Die geologische Überlieferung auf Blatt Detmold beginnt mit produktivem Oberkarbon, das in der Bohrung Detmold 2 erstmals außerhalb des bis dahin bekannten Westfälischen Steinkohlengebirges nachgewiesen wurde (STILLE 1927: 213). In einer Tiefe von 1066 m traf man dort unter horizontal gelagertem Perm auf stark geneigte tonig-schluffige Schichten, die aufgrund zahlloser Pflanzenabdrücke dem Westfal A (? Bochumer Schichten) zugeordnet werden konnten. Die Bohrung Steinheim 1 (TK 25: 4020 Blomberg), ca. 17 km südöstlich von Detmold, erreichte in 1595 m Tiefe ebenfalls unter Rotliegend-Sandsteinen flözführendes Westfal A (FABIAN 1958). Beide Tiefbohrungen dokumentieren das sogenannte „Steinheimer Westfal-A-Becken“, eine Karbon-Mulde nordöstlich des Lippstädter Gewölbes (Abb. 3).

3.1.1. Westfal A (cwa)

Gesteine: Das Westfal A reicht in der Bohrung Detmold 2 von 1066 m bis zur Endteufe bei 1150 m (vgl. Kap. 10.: Brg. 7). Es setzt sich zusammen aus einer Wechselfolge von Ton- bis Schluffsteinen und Sandsteinen, in die auch zwei Kohlenflöze von 2,0 und 2,8 m Mächtigkeit eingeschaltet sind. Die stark geneigten Schichten werden im Hangenden diskordant vom horizontal gelagerten Sandstein des Rotliegenden abgeschnitten.

Fossilien und Altersstellung: Eine in 1069 – 1086 m Tiefe gefundene oberkarbonische Megaflora enthielt nach Bestimmungen von H. SCHMIDT und W. GOTHAN folgendes Pflanzenmaterial:

Alethopteris lonchitica SCHLOTHEIM
Alethopteris decurrens ARTIS sp.
Mariopteris cf. *acuta* BRONGNIART
Sphenopteris bäumleri ANDRAE
Sphenopteris cf. *westfalica* STUR sp.
Sphenopteris hoeninghausi BRONGNIART
Calamites ramosus ARTIS
Calamites undulatus STERNBERG
Eucalamites cf. *conciatus* BRONGNIART
Lepidophyllum lanceolatum BRONGNIART
Lepidophloios laricinus STERNBERG
Calamophyllites aff. *ostraviensis* STERNBERG
Palaeostachya sp.
Calamitenblüte
Stigmarienliegendes

Aufgrund dieser Flora hatte GOTHAN „den Eindruck, als ob man sich in Schichten befindet, die etwa der unteren Fettkohle oder oberen Magerkohle des Ruhrkarbons unter dem Flöz Katharina entsprechen“. Hierbei sind die früheren Bezeichnungen Magerkohle und Fettkohle identisch mit den jetzigen Schichtennamen „Sprockhöveler Schichten“ (Namur C) und „Bochumer Schichten“ (Westfal A). Durch den Fund von *Sphenopteris hoeninghausi* BRONGNIART ist für den Horizont ein Westfal-A-Alter belegt, möglicherweise kann man ihn den Unteren Bochumer Schichten zuordnen (*Sphenopteris bäumleri* ANDRAE).

Die Bochumer Schichten gehören dem höheren Abschnitt des Westfals A an. Sie sind vorwiegend unter nichtmarinen Ablagerungsbedingungen entstanden und enthalten viele Horizonte mit Pflanzenabdrücken.

Mächtigkeit: Das tiefere Westfal des Steinheimer Beckens ist annähernd gleich mächtig wie das Westfal A und B des Ruhrkohlenbeckens (HOYER et al. 1974: 167). Nach FIEBIG (1971) kann man für das Westfal A im Rhein-Ruhr-Revier eine Mächtigkeit von ca. 900 m annehmen.

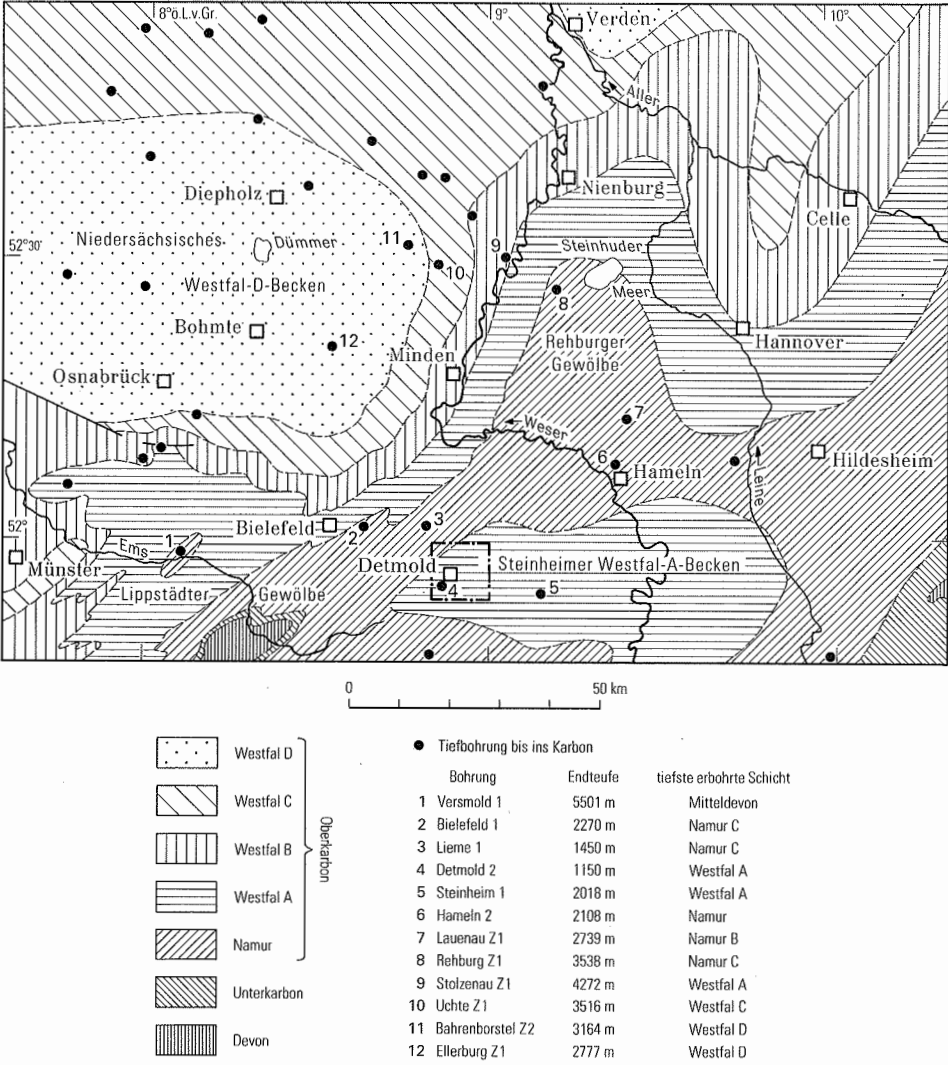


Abb. 3 Variscischer Untergrund (nach M. TEICHMÜLLER & R. TEICHMÜLLER & BARTENSTEIN 1979: Taf. 1)

3.2. Perm

Beide Abteilungen des Perms sind durch die Tiefbohrung Detmold 2 (Kap. 10.: Brg. 7) im Untergrund nachgewiesen. Das Rotliegende wird durch einen Sandstein vertreten, der mit deutlicher Winkeldiskordanz über den Ton- und Schluffsteinen des Westfals A und unter einem Äquivalent des Kupferschiefers abgelagert wurde. Der Zechstein erstreckt sich in der Bohrung von 850 m bis in eine Teufe von 1058 m in überwiegend karbonatischer Ausbildung bei völligem Fehlen von Stein- und Kalisalz.

3.2.1. Oberrotliegendes (ro)

Gesteine: In der Bohrung Detmold 2 (Kap. 10.: Brg. 7) wurde über der Abtragungsfläche des Karbons ein 8 m mächtiger Quarzsandstein mit schwach kieseligem Bindemittel angetroffen (STILLE 1927: 220). Er ist fein- bis mittelkörnig und von roter und rotgrauer Farbe, zum Hangenden hin auch etwas schwärzlich. STILLE (1927) neigte dazu, den Sandstein als ein Äquivalent des Zechstein-Konglomerats aufzufassen. Gleichzeitig gab er aber zu bedenken, daß die große Mächtigkeit und das Fehlen eines kalkigen Bindemittels gegen diese Annahme sprechen. Auch KÜHNE (in HAACK 1928: 768) vergleicht den Sandstein der Bohrung Detmold 2 eher mit dem „Cornberger Sandstein“, einer aus der Gegend nordöstlich von Bebra (Hessen) beschriebenen hellfarbenen Sandsteinablagerung. Nach RICHTER (1941) ist der Cornberger Sandstein vermutlich eine Dünenbildung.

Mächtigkeit: Der Cornberger Sandstein (vgl. Tab. 3) nimmt den obersten Teil des Rotliegenden ein; seine Mächtigkeit kann bis zu 40 m betragen.

Tabelle 3
Das Perm in der Bohrung Detmold 2

		STILLE (1930)	FABIAN (1957)	Teufe (m)	
Hangendes: Unterer Buntsandstein				-850	
Zechstein	Oberer	Zechstein 3 (Leine-Serie)	Plattendolomitregion Untere Letten des Oberen Zechsteins	Hauptanhydrit (A 3)	-854
					-857
		Zechstein 2 (Staßfurt-Serie)	Oberer Dolomit	Plattendolomit (Ca 3)	-877
				Anhydrit (A 2)	-905
	Mittlerer	Zechstein 1 (Werra-Serie)		Hauptdolomit (Ca 2)	-965
			Werra-Anhydrit (A 1) Unterer Dolomit	-985	
	Unterer		Zechstein-Kalk Kupferschiefer	-1022	
				-1056	
Oberrotliegendes		Cornberger Sandstein		-1058	
Diskordanz				-1066	
Liegendes: Oberkarbon					

3.2.2. Zechstein (z)

Mit dem Beginn des Zechsteins gelangte das Blattgebiet unter Meereseinfluß. Das Zechstein-Meer reichte, von Norden kommend, bis an die Rheinische Masse heran. Die besonderen klimatischen Bedingungen ermöglichten eine Ausscheidung vorwiegend chemischer Sedimente wie Kalk, Dolomit und Anhydrit in einer zyklischen Folge.

Die vierfache Abfolge der Sedimentationszyklen, wie sie aus dem zentralen Zechstein-Becken im Nordosten von RICHTER-BERNBURG (1972) beschrieben wurde, ist durch die Randlage nahe dem im Südwesten liegenden Festland (Rheinische Masse) erheblich abgewandelt (Tab. 3). Das zeigt auch die paläogeographische Karte von FABIAN (1957: 128).

Grundsätzlich besteht jeder Zyklus aus der Phasenfolge: Pelit – Carbonatgestein – Sulfat (Anhydrit) – Chloride (Steinsalz, Kalisalz). Durch die Festlandsnähe kam es jedoch im südwestlichen Teil des Blattgebietes nicht mehr zur Bildung von Stein- und Kalisalzlagern, dem Höhepunkt jedes Eindampfungszyklus. Auch sind die Tonsteine als jeweils einleitende Schicht nicht mehr ausgebildet; sie werden wahrscheinlich durch den liegenden Anhydrit vertreten. Die oberste Folge (Aller-Serie) ist im Blattgebiet vermutlich nur im äußersten Norden vorhanden (vgl. FABIAN 1957: Abb. 1). Nach KÄDING (1978 b) beträgt ihre Mächtigkeit weniger als 5 m.

Das salzfreie Profil der Bohrung Detmold 2 hat nicht die geringste Andeutung einer möglichen tektonischen Störung oder von Auslaugungserscheinungen, die das Fehlen des Zechstein-Salzes durch sekundäre Einwirkungen begründen würden (STILLE 1930: 54). Vielmehr wird die Randlage auch durch das Auftreten des Haupt- und Plattendolomits und im mächtigen Zechstein-Kalk bestätigt. Im östlichen Blattgebiet kann es zu primärer Salzausscheidung gekommen sein, wie die nur wenig entfernte Bohrung Steinheim 1 (188 m Werra-Salz) oder die durch Auslaugung von Zechstein-Salz entstandene Subrosionssenke bei Mosebeck (BECKER 1975) zeigen.

In der Bohrung Detmold 2 betrug die Mächtigkeit des Zechsteins 208 m; im östlichen Blattbereich mag sie durch Steinsalzausscheidung bis auf 400 m ansteigen.

3.2.2.1. Zechstein 1

Von den Ablagerungen des ältesten Zechstein-Zyklus sind durch die Bohrung Detmold 2 (Kap. 10.: Brg. 7) nur ein Äquivalent des Kupferschiefers, der Zechstein-Kalk, der Untere Dolomit und der Werra-Anhydrit mit einer Gesamtmächtigkeit von 93 m bekannt geworden.

3.2.2.1.1. Kupferschiefer

Gesteine: Konkordant über dem Cornberger Sandstein lagert ein schwarzer bis schwarzgrauer, bituminöser Mergelstein. Nach STILLE (1927: 220) handelt es sich bei diesem zum Teil sehr harten „Mergelschiefer“ um ein Äquivalent des Kupferschiefers. Schwermetalluntersuchungen ergaben eine völlige Kupferfreiheit, jedoch haben auch andere Bohrungen am Nordrand des Osnings Schwermetalle lediglich in Spuren angetroffen.

Die Mächtigkeit des Kupferschiefers beträgt bei Detmold ca. 2 m.

3.2.2.1.2. Zechstein-Kalk

Gesteine und Mächtigkeit: Der ca. 34 m mächtige Zechstein-Kalk läßt sich nach STILLE (1927) in zwei Abschnitte gliedern. Die untere, ca. 8 m mächtige Folge besteht aus einem grauen Kalkstein, der dünnbankig bis plattig ausgebildet ist. Der höhere, etwa 26 m mächtige Abschnitt führt dunkelgraue bis schwarzgraue Kalksteine. Sie sind wesentlich härter und auch dickbankiger. Zum Hangenden hin treten vereinzelte Anhydritknöllchen auf, die den Übergangsbereich zum Unteren Dolomit anzeigen.

Fossilien: Aus 1052 m Tiefe der Bohrung Detmold 2 wurden folgende Brachiopodenarten bestimmt:

Productus horridus SOWERBY
Camerophoria schlotheimi BUCH
Spirifer alatus SCHLOTHEIM

3.2.2.1.3. Unterer Dolomit und Werra-Anhydrit

Als zweite chemische Ausscheidung der zyklischen Abfolge fiel nach dem Kalkstein der Dolomitstein aus.

Gesteine und Mächtigkeit: Die untersten rund 29 m über dem Zechstein-Kalk in der Bohrung Detmold 2 sind von STILLE (1927) als grauer Dolomitstein mit verhältnismäßig wenigen Anhydritknollen beschrieben worden. Die darüber folgenden 8 m weisen den Dolomitstein mit sehr viel Anhydrit aus und leiten in die dritte Eindampfungsphase über.

Diese ca. 20 m mächtige Folge führt weißlichgrauen Anhydrit, der teilweise in Gips übergegangen ist. Stratigraphisch entspricht das Salinar dem Werra-Anhydrit, der in der nahegelegenen Bohrung Steinheim 1 noch das Werra-Steinsalz in einer Mächtigkeit von 188 m enthält.

3.2.2.2. Zechstein 2

Gesteine und Mächtigkeit: Im Raum Detmold fehlt der rote Tonstein als einleitende Schicht des zweiten Zyklus. So beginnt die Staßfurt-Serie mit der Carbonatphase, dem sogenannten Hauptdolomit. Petrographisch besteht er vorwiegend aus weißgrauem Dolomitstein und untergeordnet auch etwas Anhydrit. Im Hauptdolomit, der in der Bohrung Detmold 2 etwa 60 m umfaßt, wurde in einer Teufe von 921 m eine *Myalina hausmanni* bestimmt.

Der höhere Teil des Staßfurt-Zyklus ist als Dolomitstein mit sehr viel Anhydrit entwickelt, der auch in Gips übergehen kann. In der Bohrung wird diese rund 28 m mächtige Folge als Anhydrit 2 bezeichnet; das Staßfurt-Steinsalz kam nicht zur Ausscheidung. Bei 886 m Tiefe beschreibt STILLE (1930: 54) ein stinkkalkartiges Gestein.

3.2.2.3. Zechstein 3

Gesteine und Mächtigkeit: Die Leine-Serie beginnt ohne pelitische Ablagerungen mit dem Plattendolomit. Er umfaßt in der Bohrung Detmold 2 ca. 20 m und ist durchweg dicht und plattig ausgebildet mit Einschaltung dünner toniger Zwischenlagen. Der untere Teil enthält etwas Anhydrit und ist teilweise stark bituminös (Stinkkalkstein). Die obere Folge zeigt den Dolomitstein mit Anhydritknauern, zum Teil aber auch mit Übergängen zu reinem Anhydrit und Gips. Eine Analyse des Anhydrits aus 867 m Tiefe ergab folgende

Zusammensetzung (Untersuchung: K. HEYKES, Preuß. Geol. L.-Anst. Berlin):

CaO	40,67 %	chem. geb. Wasser	0,61 %
Na ₂ O	0,23 %	Wasser	0,06 %
K ₂ O	0,18 %	Rückstand	0,10 %
SO ₃	58,07 %		
Cl ₂	0,25 %		

Ähnlich wie bei den vorangegangenen Zyklen folgt über dem Plattendolomit ein Anhydrit, der stratigraphisch dem Hauptanhydrit A 3 entspricht. Er ist in der Bohrung Detmold 2 nur 7 m mächtig. Die unteren 3 m, bei STILLE (1930) als „Untere Letten des Oberen Zechsteins“ bezeichnet, zeigen einen durch tonige, rötliche und schwarzgraue Einlagerungen verunreinigten Anhydrit. Der hangende Teil besteht aus grauem bis braunrötlichem Dolomitstein mit Anhydrit und weißlichem Gips.

Jüngere Ablagerungen des Zechsteins sind im Blattgebiet nicht nachgewiesen.

Mesozoikum

3.3. Trias

Von den drei Abteilungen der Trias (s. Tab. 2, S. 21) ist der Buntsandstein bis auf seine obersten Schichten nur aus Bohrungen bekannt. Neben der Bohrung Detmold 2 (Kap. 10.: Brg. 7), die den gesamten Buntsandstein aufgefahren hat, sind zwei weitere Bohrungen im Raum Detmold in Schichten des tieferen Röts vorgedrungen (s. Kap. 10.: Brg. 5 u. 8). Erst mit den carbonatreichen Sedimentgesteinen des obersten Röts im Übergangsbereich zum Muschelkalk beginnen im Blattgebiet die Ablagerungen, die auch an der Oberfläche beobachtet werden können.

3.3.1. Buntsandstein

Der Ablagerungsraum des brackisch-marinen nordwestdeutschen Buntsandsteins (LEGGIEWE & FÜCHTBAUER & EL NAJJAR 1977) gliedert sich in ein nördliches Hauptbecken und zwei südlich daran anschließende Nordnordost streichende Nebenbecken, die durch eine Schwelle getrennt sind. In allen veröffentlichten Kartendarstellungen tritt dieser Rheinische (WOLBURG 1969: 54) oder Hunte-Schwelle (TRUSHEIM 1963: 280) genannte, sich Nordnordost erstreckende, Sporn der Rheinischen Masse heraus, der von der Niederrhein-Ems-Senke (WOLBURG 1969: 13) im Westen und von der östlich gelegenen Hessisch-Hannoverschen Senke (WOLBURG 1969: 54) oder Weser-Senke (TRUSHEIM 1963: 280) flankiert wird. Das Blattgebiet liegt am westlichen Rand der Hessischen (= Weser-) Senke. Die Schüttungsrichtung läßt nach ROSENFELD (1978: 138) eine Nordostrichtung in den Senkungsbereich erkennen. Die Mächtigkeit des Buntsandsteins beträgt 470 – 500 m.

Gegliedert wird der Buntsandstein, ähnlich wie der Zechstein, nach der Abfolge von Sedimentationszyklen, die auf epigenetische Bewegungen der Erdkruste zurückgeführt werden. Vorherrschend sind klastische Sedimente. RICHTER-BERNBURG (1974) hat eine stratigraphische Synopsis des deutschen Buntsandsteins veröffentlicht, in der die Dreigliederung

Oberer Buntsandstein (Röt)
Mittlerer Buntsandstein
Unterer Buntsandstein

beibehalten wurde, die auf einer unterschiedlichen lithologischen Zusammensetzung der Buntsandstein-Abschnitte beruht. Die beiden unteren Stufen sind im Raum Lippe nicht scharf zu trennen.

3.3.1.1. Unterer Buntsandstein (su)

STILLE (1927) konnte in der Bohrung Detmold 2 (Kap. 10.: Brg. 7) keine genaue Grenze zwischen Unterem und Mittlerem Buntsandstein angeben, da ihm aus diesem Bereich keine Kernproben vorlagen. Als gesichert kann dieser Abschnitt nur in einer Bohrtiefe von 715 bis 850 m angesehen werden.

Gesteine und Mächtigkeit: Der Untere Buntsandstein wird bestimmt durch eine Wechsellagerung von rotem, zum Teil sandigem Ton bis Tonstein mit geringem Kalkgehalt (Letten) und rotbraunen, feinkörnigen, dünnbankigen Kalksandsteinen. Der unterste Abschnitt – ohne genauere Mächtigkeitsangabe – der durch zurücktretende bis gänzlich fehlende Sandsteineinschaltungen in glimmerführenden Tonsteinen charakterisiert ist, wird als Vertretung der „Bröckelschiefer“ angesehen. Diese weit verbreiteten Sedimente sind früher in ihrer Gesamtheit an die Basis des Buntsandsteins gestellt worden. Nach KADING (1978 b: 233) gehört vermutlich ein unterer Teil dieser Serie noch in den Zechstein. Für den Detmolder Raum sind folgende Mächtigkeiten zu erwarten (KADING 1978 b: 247):

4 – 5 m Obere Bröckelschiefer-Folge (Unterer Buntsandstein)

5 – 6 m Untere Bröckelschiefer-Folge (Zechstein)

Die Mächtigkeit des Unteren Buntsandsteins beträgt im Blattbereich – nach Vergleichen mit den Nachbargebieten – ca. 225 m.

3.3.1.2. Mittlerer Buntsandstein (sm)

Gesteine: In der Schichtenbeschreibung der Bohrung Detmold 2 ist der in Frage kommende Bereich in Teufen zwischen 352 und 466 m und zwischen 480 und 591 m sicher erkannt worden (STILLE 1927). Die Sandsteine in den Bohrkernproben waren stark von Klüften durchsetzt. Zwischen diesen beiden Abschnitten gibt es eine 14 m mächtige Einschaltung von roten Tonsteinen mit Gips- und Salzvorkommen, die dem Röt angehören. In diesem Bereich muß die Bohrung die Osning-Überschiebung durchteuft haben (vgl. Taf. 1 in der Anl.: Schnitt D-D' u. Kap. 10.: Brg. 7).

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die Unterscheidung der beiden unteren Buntsandstein-Folgen beruht in der Regel auf einer Verschiedenheit in der Korngröße der in ihnen auftretenden Sandsteine. Im lippischen Raum sind diese sandigen Ablagerungen im Mittleren Buntsandstein durchweg etwas gröberkörnig, zum Teil auch quarzitisch ausgebildet. Wie im tieferen Abschnitt treten sie in Wechsellagerung mit roten, teilweise sandigen Tonsteinen auf. Die Mächtigkeit des Mittleren Buntsandsteins wird auf ca. 100 m geschätzt.

3.3.1.3. Oberer Buntsandstein (Röt) (so)

Der Obere Buntsandstein ist das älteste im Blattgebiet an der Geländeoberfläche anstehende Gestein. Er tritt jedoch nur mit seinen hangenden Partien – bestehend aus grauen bis gelblichen Tonmergel- bis Mergelkalksteinen – zutage, die faziell bereits in den Muschelkalk überleiten.

Gesteine: Die Bohrung Detmold 2 hat 60 m Röt durchteuft und unterhalb der Osning-Überschiebung noch zusätzliche 14 m erfaßt. Nach H. STILLES Bohrunterlagen tritt der

Obere Buntsandstein in Form roter, untergeordnet auch grauer Tonsteine auf, die mit Gipsschnüren durchsetzt sind. In der Bohrung wurde auch ein Steinsalzlager von jedoch nur geringer Mächtigkeit angetroffen.

Eine detailliertere Beschreibung des Röts gibt A. MESTWERDT in seinem Schichtenverzeichnis zur Bohrung 5 (vgl. Kap. 10.), die ihren Ansatzpunkt nordöstlich von Detmold hat. Darin wurde das Röt zwischen 415 und 552,7 m Teufe erfaßt. Im unteren Teil dieser Bohrung sind 8,5 m reines Steinsalz erbohrt worden. Darüber lagern ca. 7 m graue, untergeordnet auch rote Tonsteine mit zentimeterdicken Anhydritlagen und unregelmäßigen Steinsalzeinschlüssen. Es folgt eine 1,5 m mächtige graue Tonsteinbreccie, die vermutlich durch Auslaugung von Anhydrit (Gips) oder Steinsalz entstanden ist. Die folgenden 10,5 m bestehen aus einer Wechsellagerung von grauem Tonstein und Anhydrit, überwiegend feingeschichtet, zum Teil aber auch unregelmäßig verwachsen; in ihrem unteren Abschnitt tritt nochmals etwas Steinsalz auf. Über der Wechselfolge lagern 21 m vorwiegend rote, zurücktretend auch graue Tonsteine mit Gipseinschlüssen in unregelmäßig geformten Hohlräumen und auf Klüften sowie Anhydrit in dünnen Lagen oder auch in Knollen und Linsen. Es folgen weitere 2,4 m von grauem massigen Anhydrit, der teilweise unregelmäßig mit Tonstein verwachsen ist. Der obere Teil des Röts wird als roter „Dolomitsand“ mit einer Mächtigkeit von 87 m beschrieben.

Ein Vergleich mit dem Standardprofil des Röts, etwa der Bohrung Bockenem 1 (nordwestlich des Harzes; BOIGK 1959), zeigt für den Blattbereich einen nur bedingt ähnlichen Aufbau. Über dem Röt-Salinar, dessen genaue Abgrenzung sehr fraglich ist, folgen pelitische Ablagerungen mit roten und grauen Tonsteinen, die mit Gips, Anhydrit und sandig-dolomitischen Gesteinen zum Teil wechsellagern. Die Röt-Tone (Pelitische Gruppe) sind in der Bohrung 5 etwa 110 m mächtig, das Röt-Salinar ist mit ca. 27 m angebohrt worden. Unterschiedliche Mächtigkeiten des Röt-Salzes wurden durch Auslaugungsvorgänge hervorgerufen, wobei oft nur noch der Anhydrit als Begleiter des Steinsalzes erhalten blieb.

Das Röt tritt im Blattgebiet nur in der Böschung am westlichen Büchenberg – hinter dem Elektrizitätswerk Wesertal – in Detmold zutage (R 90 720, H 54 000; s. Kap. 10.: Aufschl. 1). Dort sind seine Hangendpartien im Übergangsbereich zum Unteren Muschelkalk aufgeschlossen. Grünlichgraue Tonmergel- bis Mergelsteine werden von gelben bis gelbrötlichen, dolomitreichen Mergelkalksteinen (Grenzgelbkalk-Folge) überlagert. Diese feinschichtigen und teilweise tonigen Kalksteine, die mitunter von Calcitäderchen durchzogen sind, werden trotz ihrer faziellen Verwandtschaft zum Muschelkalk noch in das Röt gestellt. Der Untere Muschelkalk setzt über einem dolomitischen Gelbkalkstein mit einer grauen Kalksteinbank (Basisbank des Konglomerathorizonts) ein.

Fossilien sind im gesamten Buntsandstein des lippischen Raumes bisher nicht gefunden worden.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die Grenzfestlegung zum Muschelkalk wird nicht einheitlich gehandhabt. Sie erfolgt häufig schon mit dem Beginn der Grenzgelbkalksteine (u.a. STEIN 1968: 822). Andererseits stellt der Gelbkalkstein sedimentologisch den Abschluß eines Zyklus dar (SCHULZ 1972: 139) und gehört auch morphologisch mehr dem Röt als dem Unteren Muschelkalk an, so daß einer Grenzziehung über den gelben Mergelkalksteinen der Vorzug gegeben wurde. Die Mächtigkeit des Röts beträgt ca. 150 m.

Verbreitung: Im Gegensatz zur Osning-Achse am Büchenberg bei Detmold ist das Röt im Bereich der Berlebecker Achse nicht aufgeschlossen. Dort konnten aber durch

Bohrungen am äußersten Südrand des Blattgebietes gelbe, dolomitische Mergelsteine des Röt nachgewiesen werden. Ein Blick auf die Kernzone der Berlebecker Achse von Schling aus läßt das Röt mit seinen relativ weicheren Gesteinen als gute Kartierhilfe erkennen. Der Satteln bildet eine deutliche morphologische Senke zwischen den harten Kalksteinrippen des angrenzenden Unteren Muschelkalks.

3.3.2. Muschelkalk

Der Muschelkalk entstand in einem flachen, subtropischen Binnenmeer, das zunächst im Osten durch die Oberschlesische Pforte und später im Südwesten durch die Burgundische Pforte von der südeuropäischen Tethys in das Germanische Becken eindrang. Während dieser Zeit bildeten sich vorwiegend kalkige Ablagerungen mit teilweise reichem Fossilinhalt. Eine Abschnürung des Beckens im mittleren Teil der Muschelkalk-Zeit führte zu einem erhöhten Salzgehalt des Wassers sowie zur Abscheidung von Steinsalz (nicht im Blattgebiet) und Anhydrit, der später in Gips umgewandelt wurde. Gebietsweise sind rote Sedimentlagen als Einflüsse des nahen Festlandes (Rheinische Masse) kennzeichnend. Im Oberen Muschelkalk erreichte die Meerestransgression ihren höchsten Stand.

Der mittlere Teil des Trias-Systems wird lithostratigraphisch in Unteren, Mittleren und Oberen Muschelkalk gegliedert (s. Tab. 2, S. 21). Allen Stufen gemeinsam ist das Auftreten von Kalk-, Mergel- und Dolomitgesteinen mit unterschiedlicher Dominanz. Der Muschelkalk ist im Gebiet des Blattes Detmold vollständig entwickelt, wobei sein mittlerer Teil jedoch nur aus einer Bohrung hinreichend genau bekannt ist (vgl. Kap. 10.: Brg. 12).

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die Grenze zwischen Buntsandstein und Muschelkalk wurde unter anderem nach GRUPE (1911: 49) über den Grenzgelbkalksteinen beziehungsweise an die Basis der ersten grauen Kalksteinbank gelegt, womit das Kriterium der zyklischen Sedimentation über das des absoluten Carbonatgehaltes gestellt wird (vgl. Kap. 3.3.1.3.). Die Gesamtmächtigkeit des Muschelkalks beträgt etwa 235 m.

Verbreitung: Das Vorkommen im Blattgebiet beschränkt sich auf die Osning-Zone. Zusätzlich tritt Muschelkalk am Gretberg bei Loßbruch als ein isoliertes Vorkommen zutage, das den Keuper horstartig durchragt.

3.3.2.1. Unterer Muschelkalk

Der Untere Muschelkalk tritt morphologisch als deutliche Rippe gegenüber dem liegenden weicheren Röt hervor. Die Gesteinstypen dieser Abfolge lassen nach FIEGE (1938) einen bestimmten Sedimentationszyklus erkennen, der jeweils mit kristallinem Kalkstein beginnt und – unter Zunahme des Tongehaltes nach oben hin – über dichte Kalksteine und Mergelsteine mit einem Gelbkalkstein abschließt. Die Zyklen gehen auf epigenetische Bewegungen zurück, in deren Verlauf das Milieu wohl zwischen vollmarin und lagunär schwankte. Eine Vielzahl von Bearbeitern (u. a. SCHÜLLER 1967, SCHULZ 1972) hat versucht, den Unteren Muschelkalk nach diesen Zyklen faziell-genetisch zu gliedern und die einzelnen Gesteinstypen ganz bestimmten Bildungsmilieus zuzuschreiben. Für das Blattgebiet Detmold erwies sich ein solches Gliederungsschema als unzureichend und im Gelände nur punktuell nachvollziehbar, zumal der ideale Zyklus auch nicht immer vollständig ausgebildet ist.

Die beste Kartierungsgrundlage bildet die klassische Gliederung nach den allgemein verbreiteten Leithorizonten Oolith-, Terebratel- und Schaumkalkzone (FRANTZEN 1889). Die

Schichtenfolge des Unteren Muschelkalks wurde demnach wie folgt unterteilt:

orbicularis-Schichten, Schaumkalkzone
Oberer Wellenkalk
Terebratelzone
Mittlerer Wellenkalk
Oolithzone
Unterer Wellenkalk

Gesteine: Die bis zu 100 m mächtige Schichtenfolge des Unteren Muschelkalks besteht vorwiegend aus grauen, zum Teil mergeligen Kalksteinen, die wegen ihrer unebenen Schichtflächen als Wellenkalk bezeichnet werden. Sie können bis zu 45 cm mächtige Kalksteinbänke bilden und wechsellagern mit zentimeterdünnen Mergelsteinschichten. Eingeschaltet sind Zonen fester oolithischer, wulstig-knaueriger oder schaumiger Kalksteinbänke, die sich infolge ihrer erheblichen Verwitterungsbeständigkeit vielfach als Geländerippen in der Landschaft zu erkennen geben. In Begleitung dieser Bänke treten gelbe bis braune dolomitische Kalksteine auf, die im Gelände eine gute Kartierhilfe darstellen.

Aufschluß: Die Kalksteinfolge des Unteren Muschelkalks ist an der Westseite des Büchenberges bei Detmold nahezu vollständig aufgeschlossen. Sie beginnt über der Grenzgelbkalk-Folge des Oberen Buntsandsteins mit einem Konglomerathorizont des Unteren Wellenkalks (s. Kap. 10.: Aufschl. 1).

3.3.2.1.1. Unterer Wellenkalk (**muW1**)

Konglomeratbänke, Schillagen oder auch ganze Schalenpflaster charakterisieren den Unteren Wellenkalk und sind typische Ablagerungen eines bewegten Flachmeeres mit anscheinend optimalen Lebensbedingungen bei verminderter Tonsedimentation.

Gesteine: Über der Grenzgelbkalk-Folge des Röts setzt der Untere Wellenkalk mit einer 7 cm mächtigen, grauen, bräunlich verwitternden Kalksteinbank ein. Diese Basisbank des Unteren Muschelkalks wird überlagert von einer Serie grauer, plattiger bis dünnbankiger Kalk- und Schillkalksteine sowie Mergelkalk- bis Kalkmergelsteine, in die sich geringmächtige Mergelsteinlagen einschalten.

Der tiefere Bereich enthält mehrere Aufarbeitungshorizonte, die neben zahlreichen Schillfragmenten auch eine Vielzahl von plattigen Kalksteingeröllen einschließen und eine deutliche konglomeratische Ausbildung zeigen. Dieser untere, ca. 5,3 m mächtige Abschnitt ist vergleichbar mit den „Basiskonglomeratbänken“ anderer Autoren (u.a. STEIN 1968: 822).

Zum Hangenden hin setzt die typische Ausbildung von flaserigen Wellenkalken ein, die aus zentimetermächtigen, wellig begrenzten Kalksteinbänken mit millimeterdünnen Mergelsteinzwischenlagen bestehen. Vereinzelt sind auch dünnbankige, teils oolithische Kalksteinbänke mit Schrägschichtungsstrukturen eingeschaltet. Häufig ist das Gestein mit ehemals röhrenförmigen Bauten von *Rhizocorallium commune* durchsetzt, einer nicht sicher bekannten Tierart, die im frischen, unverfestigten Sediment lebte.

Die Mächtigkeit des Unteren Wellenkalks beträgt bis zu 30 m.

3.3.2.1.2. Oolithzone (**muO**)

Die Oolithzone stellt eine weithin horizontbeständige und morphologisch gut erkennbare Einheit des Unteren Muschelkalks dar. Das Vorkommen von Gelbkalken läßt auf ein sehr

flaches, übersalzenes und möglicherweise auch abgeschnürtes Becken schließen, dessen lebensfeindliches Ablagerungsmilieu durch das Fehlen von Fossilien oder Lebensspuren bestätigt wird. Die Gelbfärbung erfolgte primär während der Sedimentation oder kurz darauf, da sie innerhalb der einzelnen Zyklen nur die jeweils obersten Schichten erfaßt hat. Bestätigt wird die Annahme einer frühdiaogenetischen Bildung durch den Nachweis einzelner gelber Gerölle in den Gelbkalken der höher liegenden Terebratelzone, die deutliche Spuren einer Verformung aufweisen und deshalb im unverfestigten Zustand transportiert worden sein müssen (EICKELBERG 1981: 29). Die Bezeichnung "Gelbkalke" ist ein in der Literatur feststehender Begriff, obwohl es sich bei diesen Sedimenten nicht um Kalksteine, sondern um Dolomitsteine beziehungsweise dolomitische Kalksteine handelt.

Gesteine: Der unterste und der oberste Abschnitt der Oolithzone wird von je einem Horizont harter, kristalliner bis dichter Kalksteine gebildet, die früher häufig als Bausteine („Werkstein“) verwendet wurden. Dazwischen liegt eine auffallende Lage aus „eigelben“ kalkigen Gesteinen, die für die Kartierung eine wichtige Leitschicht bilden. FRANTZEN & VON KOENEN (1889: 451) gliederten die Oolithzone in die untere und obere Oolithbank, die durch ein Wellenkalk-Zwischenmittel getrennt sind. Im Aufschluß am westlichen Büchenberg bei Detmold läßt sich nach EICKELBERG (1981: 37) folgende Gliederung vornehmen:

obere Oolithbank
gelbes Zwischenmittel
graues Zwischenmittel
untere Oolithbank

Die untere Oolithbank umfaßt etwa 3,75 m plattige bis mittelbankige Kalksteine, die im tiefsten Teil schwach konglomeratisch sind. Zwischen die blaugrauen, teilweise fleckig-eisenschüssigen Kalksteine schalten sich zentimeterdünne, blättrige Mergelsteinlagen ein. Die untere Oolithbank ist stets mächtiger ausgebildet als die obere.

Über der unteren Oolithbank folgt ein 1,30 m mächtiges Paket von plattigen braungrauen Kalksteinen mit partienweise dünnen gelben Bändern. Die Sedimente zeigen eine feine Schrägschichtung und erscheinen im oberen Teil leicht knauerig.

Am bezeichnendsten für die Oolithzone sind die vorwiegend plattigen, dolomitischen Gelbkalke des gelben Zwischenmittels. In ihrem unteren Teil sind sie gelblich, zum Teil auch grau, und nehmen zum Hangenden hin eine charakteristische eigelbe Farbe an. Diese Gesteine sind hart, feinkörnig, ebenschichtig und spalten mit einem glatten oder muscheligen Bruch. Oft zeigen sie eine ebene bis flaserige Feinschichtung im Millimeter- bis Zentimeter-Bereich. Durch ihre auffallende Gelbfärbung sind sie im Gelände recht gut verfolgbar, wie etwa im Verlauf der Berlebecker Achse zwischen Schling und dem Hahnberg (TK 25: 4119 Horn-Bad Meinberg). Ihre Mächtigkeit beträgt 1,45 m.

Unmittelbar über dem gelben Zwischenmittel folgt die obere Oolithbank, ein rostfarbener, schaumig-porös angewitterter Kalkstein mit bis zu 12 cm Mächtigkeit. Das oolithische Gestein führt kleine Kalkgerölle; es ist von Bruchschill durchsetzt und weist stellenweise Schrägschichtungsstrukturen auf.

Die Mächtigkeit der Oolithzone beträgt im Raum Detmold insgesamt 6,60 m.

Aufschluß: Recht gut aufgeschlossen ist die Oolithzone am westlichen Büchenberg bei Detmold auf der Nordflanke der Osning-Achse (R 90 755, H 54 205).

3.3.2.1.3. Mittlerer Wellenkalk (muW2)

Der mittlere Wellenkalk wird hauptsächlich aus unebenplattigen Kalksteinen aufgebaut. In diese typische Fazies der Wellenkalke schalten sich mehrere feste Kalksteinbänke ein, die – regional weit verbreitet – zum Teil leitenden Charakter haben. So konnte STEIN (1968: 824) insgesamt vier Bezugshorizonte verfolgen, die auch im Raum Detmold an der Westseite des Büchenberges aufgeschlossen sind. Nach WAGNER (1897) leiten sie jeweils den Beginn eines neuen Zyklus ein.

Gesteine: Die beiden unteren Leithorizonte, die beide etwa 40 cm mächtig sind und 1,50 beziehungsweise 3,40 m über der Oolithzone liegen, werden von flaserigen Wellenkalcken getrennt, die sehr viele Lebensspuren von *Rhizocorallium commune* enthalten. Die untere Kalksteinbank führt in ihrem liegenden Teil Bruchschillagen und ist konglomeratisch ausgebildet; die zweite Bank weist Sigmoidalklüftung auf. Auf ca. 9 m Wellenkalk folgt der dritte Leithorizont, eine 25 cm mächtige Kalksteinbank, die mit viel feinem Bruchschill durchsetzt ist und in ihrem oberen Teil plattige Kalksteingerölle führt. Der vierte leitende Horizont liegt etwa 10 cm höher im Profil, ist 45 cm mächtig und wird von einem Wellenkalk-Zwischenmittel in zwei dünnbankige Kalksteinlagen aufgeteilt; auch darin ist Sigmoidalklüftung deutlich ausgebildet. Weitere 4,60 m Wellenkalke, in die blättrige Mergelschichten eingeschaltet sind, leiten schließlich in einen 50 cm mächtigen Gelbkalk über, der stark mergelig ist. Diese gelblichen bis gelblichgrauen Mergelkalksteine sind nicht so charakteristisch ausgebildet wie die Gelbkalke der Oolithzone; sie sind weniger hart, und es fehlt ihnen auch die typisch eigelbe Farbe.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Der Mittlere Wellenkalk, der im Blattgebiet etwa 25 m mächtig ist, beginnt mit einer mergeligen Wechselfolge über dem schaumig-porös angewitterten Kalkstein der oberen Oolithbank und endet mit dem Gelbkalk-Horizont unmittelbar im Liegenden der unteren Terebratelbank.

3.3.2.1.4. Terebratelzone (muT)

Mit dem Beginn der Terebratelzone pflegte man früher bei einer Zweiteilung des Unteren Muschelkalks die Grenze des Unteren Wellenkalks gegen den Oberen zu ziehen (STILLE & MESTWERTD 1911), eine Grenze, die auch in der Landschaft durch das Hervortreten der harten, knauerigen Terebratelbänke deutlich sichtbar ist („Werksteinbänke“). Der Name dieser Zone ist zurückzuführen auf das mitunter massenhafte Auftreten von *Coenothyris vulgaris* (VON SCHLOTHEIM), einer Art, die zur Familie der Terebratuliden gehört und erstmals von FRANTZEN (1888) im Thüringer Raum untersucht wurde. Im Blattgebiet sind Vertreter dieser Art relativ selten, oder es treten nur Bruchstücke davon auf.

Gesteine: Die Sedimentgesteine der Terebratelzone zeigen die bekannte Dreigliederung des Schichtengliedes in eine untere und eine obere Bankfolge aus sehr reinen Kalksteinen sowie einem etwa 5 m mächtigen Wellenkalk-Zwischenmittel. EICKELBERG (1982: 24) konnte in dem Aufschluß am westlichen Büchenberg bei Detmold – in Anlehnung an eine Gliederung aus Südniedersachsen von BLOCH (1963) – in der Terebratelzone insgesamt acht Schichtenglieder ausschneiden:

45 cm	konglomeratischer Schillkalkstein	obere Terebratelbank
330 cm	Wellenkalk	Zwischenmittel
145 cm	plattiger Kalkstein mit wenig Schill und Crinoidenresten	

10 cm Schillkalksteinbank
 200 cm Knauerkalkstein
 20 cm knaueriger Schillkalkstein
 110 cm Knauerkalkstein
 35 cm Schillkalksteinbank

untere Terebratelbank

Die untere Terebratelbank besteht aus einer 3,75 m mächtigen Folge von dünn- bis mittelbankigen Knauer- und Schillkalksteinen. Vorherrschend sind dichte bis schwach oolithische, hellgraue, knauerig-wulstige Kalksteinbänke, die in einzelnen Lagen flaserige, wellenkalkähnliche Ausbildung zeigen. Eingeschaltet sind mehrere Bänke von bräunlichem Bruchschillkalkstein, deren Fauna überwiegend aus Muschel- und Brachiopodenschalen besteht.

Das Zwischenmittel setzt sich im unteren Teil aus plattigen, ebenen bis welligen Kalksteinen zusammen, die wenig Schill und Crinoidenreste führen. Darüber liegen feinkörnige, hellgraue, mergelige Wellenkalke.

Die obere Terebratelbank ist im Raum Detmold als massige Schillkalksteinbank mit 45 cm Mächtigkeit ausgebildet. Im unteren und oberen Bereich sind graue, auch gelbliche, feinoolithische, zum Teil konglomeratistische Lagen mit plattigen oder länglichen Geröllen zu beobachten, die bei der Kartierung ein wichtiger Hinweis auf diesen Horizont sind.

Die Mächtigkeit der Terebratelzone beträgt im Blattgebiet bis zu 9 m.

Aufschlüsse: Die Terebratelzone ist am westlichen Büchenberg bei Detmold an beiden Flanken der Osning-Achse und links der Straße von Heiligenkirchen nach Schling (R 90 640, H 52 270), auf der Nordseite der Berlebecker Achse, aufgeschlossen. Sie findet sich weiterhin als deutliche Geländekante am Südhang des Hiddeser Berges, nordwestlich von Schling und südöstlich des Königsberges, wo sie auch mit Hilfe von Lesesteinen relativ gut zu kartieren ist.

3.3.2.1.5. Oberer Wellenkalk (muW3)

Morphologisch bildet der Obere Wellenkalk meist ein flaches Hangstück, das als Verebnung zwischen den beiden härteren Geländestufen der Terebratel- und Schaumkalkzone liegt.

Gesteine: Bei den Gesteinen handelt es sich um mergelige, relativ weiche, graue Kalksteine. Auffallend im Vergleich zum Mittleren Wellenkalk sind die häufigeren Einschaltungen von mergeligen Wechselfolgen und Mergelkalksteinen. Zum Hangenden hin werden die Kalksteine in der Regel plattiger und ebenflächiger. An der Grenze zur Schaumkalkzone tritt ein gelblichgrauer, mergelig-dolomitischer Kalkstein auf, der verschiedentlich mittels Lesesteinen im Gelände verfolgt werden konnte.

Mächtigkeit: Der Obere Wellenkalk ist ca. 10–15 m mächtig. Die genaue Mächtigkeit ließ sich nicht feststellen, da es im Blattgebiet keine durchgehend aufgeschlossenen Profile gibt. In der Böschung am westlichen Büchenberg bei Detmold sind rund 8 m feinkörnige, unebenflächige Kalksteinbänke aufgeschlossen.

3.3.2.1.6. Schaumkalkzone und *orbicularis*-Schichten (muS)

Die Schaumkalkzone i.w.S. (= Schaumkalkzone und *orbicularis*-Schichten) ist der jüngste Abschnitt des Unteren Muschelkalks; ihre Fazies leitet allmählich in den Mittleren Muschelkalk über.

Gesteine: In Nordhessen läßt sich die Schaumkalkzone i.w.S. in drei Schaumkalkbänke mit Zwischenlagen von welligen Mergelkalksteinen und die *orbicularis*-Schichten im Hangenden gliedern (COLDEWEY 1973: 10). Im Blattgebiet Detmold ist die höchste Leitbankzone des Wellenkalks nur mit ihrer untersten Schaumkalkbank aufgeschlossen und konnte morphologisch als schwache bis markante Geländerippe oder anhand eines deutlichen Lesesteinausstriches kartiert werden. Auch finden sich häufig gelbliche Kalksteine, die im Liegenden und Hangenden die Kalksteinbank begleiten. Die sehr reinen Kalksteine der unteren Schaumkalkbank sind grau, hart und dickbankig mit unregelmäßigen Konglomerateinlagerungen. Das Charakteristikum der Schaumkalksteine ist ihre poröse, „schaumige“ Ausbildung und eine deutlich weiße Verwitterungsfarbe. Die Porosität ist auf die Herauslösung von Ooiden, Geröllen oder Schalenresten aus dem Gesteinsverband zurückzuführen. Die schillreichen Kalksteine enthalten häufig Steinkerne von Brachiopoden, Gastropoden und Muscheln. Als Zwischenmittel treten graue, vorwiegend plattige Wellenkalke auf, die besonders am Büchenberg bei Detmold als Lesesteine zu finden sind und den Verlauf der Schaumkalkzone markieren.

STILLE & MESTWERDT (1911: 8) konnten an der Straße von Schling nach Heiligenkirchen über harten, gelben Kalksteinen des Oberen Wellenkalks ca. 2 m mächtige gelbliche Mergelkalksteine erkennen, die von der untersten Schaumkalkbank überlagert werden. Dieser ca. 1 m mächtige, graue und rostbraune Kalkstein ist sehr hart und in seinem tieferen Bereich schwach oolithisch ausgebildet.

Ebenfalls zur unteren Schaumkalkbank dürfte ein 24 cm mächtiger, konglomeratischer Kalkstein mit ovalen Geröllen gehören, der in einem kleinen Aufschluß südwestlich von Hornoldendorf ansteht (R 92 560, H 52 310). Er wird von einem 20 cm mächtigen Kalkstein mit poröser Struktur überlagert, auf welchen 1,5 m mürbe, blättrige Mergel- und Kalksteine mit Calcitschnüren folgen, die möglicherweise zum Zwischenmittel zu stellen sind.

Im obersten Teil der Schaumkalkzone i.w.S. treten graue, meist ebenflächige, plattige Mergelkalksteine auf, die auf den Schichtoberflächen pfenniggroße Abdrücke von *Myophoria orbicularis* BRONN führen. Die Carbonatgesteine sind dolomitisch und gehören zum Horizont der *orbicularis*-Schichten. Sie finden sich als Lesesteine südlich des Schneiderberges, links der Straße von Hornoldendorf nach Remmighausen.

In der Kernbohrung KB Detmold 81 am Brautberg, südöstlich von Hornoldendorf (s. Kap. 10.: Brg. 12), wurden in etwa 98 m Tiefe graue, feingeschichtete und plattig abspaltende, dolomitische Mergelkalksteine angetroffen, die meist glatte Schichtflächen haben, aber auch unebenflächig-höckerig sein können. Sie zeigen häufig Einschlüsse dunkelgrauer Kalksteingerölle und führen viele Abdrücke von Einzelklappen der Muschel *Myophoria orbicularis* BRONN.

Eine Gesteinsanalyse (Untersuchung: A. SCHERP, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) aus diesen Schichten ergab (in Vol.-%): ca. 62 % Calcit, 15 % Dolomit, 7 % Kaolinit, 6 % Illit-Sericit, 5 % Quarz, 3 % Chlorit, 2 % Feldspat; Befund: schwach mergeliger, etwas streifig bis lagiger, dolomitführender Kalkstein mit Spuren von Gips.

Abgrenzung und Verbreitung: Morphologisch endet die Schaumkalkzone i.w.S. im Gelände dort, wo die ausgeprägte Verebnungsstufe des Mittleren Muschelkalks einsetzt. Markante Terrainstufen sind südlich des Hiddeser Berges, bei Friedrichshöhe und südlich des Königsberges zu beobachten. In der Bohrung KB Detmold 81 wurde die Grenze über die letzten fossilführenden Mergelkalksteine gelegt.

Die Mächtigkeit der Schaumkalkzone mit den *orbicularis*-Schichten wird auf 8 bis 10 m geschätzt.

Die *orbicularis*-Schichten stellen den Übergang zwischen der marinen Schaumkalkzone und dem lagunär-brackischen Mittleren Muschelkalk dar.

3.3.2.2. Mittlerer Muschelkalk (mm)

Der Mittlere Muschelkalk ist das bisher am wenigsten bekannte und untersuchte Schichtenglied der Trias. Aufgrund der Verwitterungsanfälligkeit seiner vorwiegend dolomitischen Mergelsteine gibt es selten Aufschlüsse, und der Ausstrichsbereich ist im Gelände oft nur als Depression erkennbar. Häufig lassen sich etwas festere, meist grobkavernöse „Zellenkalksteine“ als Lesesteine ausmachen, wie etwa am Viethberg, am Hiddeser Berg und besonders im Bereich des Königsberges.

Die Mergelsteine wurden früher häufig zum Mergeln der Felder genutzt, da sie aufgrund ihrer schnellen Verwitterung einen guten Ackerboden bilden. Eine Reihe alter verfallener Gruben am Bannenberg weisen auf den ehemaligen Abbau hin.

Der Mittlere Muschelkalk entstand in einem abgeschlossenen Meeresbecken mit stärkerer Übersalzung. Eine Folge der Übersalzung ist auch das Fehlen von Versteinerungen in dieser Fazies. Hinweise für eine zeitweilig recht festlandsnahe Position sind für den Detmolder Raum die stärkere Dolomitdominanz und die gebietsweise auftretenden roten Tonsteine (WOLBURG 1969).

Gesteine: Die Bohrung KB Detmold 81 (Kap. 10.: Brg. 12) des Geologischen Landesamtes Nordrhein-Westfalen läßt für den Mittleren Muschelkalk eine deutliche Dreiteilung erkennen, wie sie auch von HORN (1982: 78) aus dem Diemelgebiet um Warburg beschrieben wird (Tab. 4). Die Gesteinsabfolge gliedert sich in einen unteren und oberen mergelig-

Tabelle 4
Gliederung des Mittleren Muschelkalks

	SEIDEL (1965) Thüringen	WOLBURG (1969) Nordwestdeutschland	KNAPP (in LEPPER 1976) Blatt 4322 Karlsruhen
	Hangendes: Gelbe Basisschichten		
Mittlerer Muschelkalk	Oberer Dolomit	Dolomit-Mergel-Serie	Dolomite und Mergelsteine
	Obere Wechsellagerung		
	Mittlerer Dolomit		
	Mittlere Wechsellagerung	mm-Salinar	gipsführende Kalksteine und Dolomite
	Oberes Sulfat		
	Steinsalz		
	Unteres Sulfat		
	Untere Wechsellagerung		
	Unterer Dolomit		
Liegendes: Schaumkalkzone i.w.S			

dolomitischen Bereich, die eine Folge von Sulfaten beziehungsweise deren Residualgesteinen und Tonsteinen einschließen. Aufgrund petrographischer Untersuchungen mehrerer Proben der Bohrung KB Detmold 81 von A. SCHERP (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) konnte auch eine Angleichung an die weitergehende Unterteilung des Mittleren Muschelkalks im Thüringer Becken durch SEIDEL (1965: 49) vorgenommen werden.

Die Untere Mergel-Dolomit-Folge setzt sich aus grauen bis dunkelgrauen dolomitischen Tonmergel- und Mergelsteinen sowie mergeligen Dolomitsteinen zusammen, die im höheren Teil plattig abspalten und Feinschichtung zeigen. Die Mächtigkeit beträgt in der Bohrung 7,5 m.

Die qualitative Gesteinsanalyse (Untersuchung: A. SCHERP, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) eines mergelig-dolomitischen Gesteins ergab einen Mineralbestand von Dolomit, Calcit, Quarz, Illit-Sericit, Kaolinit und verwittertem Chlorit; Befund: mergeliger Dolomitstein mit lagenweise wechselnden Anteilen an Dolomit, Calcit, Ton und Schluff.

Die Gips-Tonstein-Folge ist mit 35,4 m am mächtigsten ausgebildet. Es handelt sich um dolomitische, schwach tonig-mergelige Gipsgesteine mit wenig Anhydrit. Im gesamten Sulfatbereich treten stark brekziöse Horizonte auf, die wahrscheinlich Residualbildungen oder Versturzbreccien ausgelaugter Anhydrit- und Gipslager oder auch ehemaliger Steinsalzlager sind (Abb. 4). Die weißlich-grauen bis grauen Gipsgesteine erscheinen teilweise massig-schichtungslös und bis zu 10 cm mächtig oder wechsellagern mit grauen bis dunkelgrauen Ton- und Tonmergelsteinen. Sie sind meist faserig bis bündig ausgebildet oder treten in Linsenform auf, wie besonders im unteren Abschnitt der Gips-Tonstein-Folge. Vereinzelt schalten sich dunkelrote oder rötlichbraune Lagen von Ton- bis Tonmergelsteinen ein (Abb. 5).

Auch in einer Reihe anderer Bohrungen wurden rötliche Tongesteine innerhalb der Mergelsteinfolgen des Mittleren Muschelkalks erfaßt. STILLE (in STILLE & MESTWERDT 1911) hatte solche Vorkommen stets als Schollen von Mittlerem Keuper gedeutet und dabei eine

Tabelle 4 (Fortsetzung)

BUSSE & HORN (1981) Diemelgebiet	HORN (1982) Blatt 4520 Warburg	KNAPP (1983) Blatt 4321 Borgholz	Blatt Detmold (Brg. KB Detmold 81)
(Oberer Muschelkalk)			
oberer dolomitischer Bereich	Obere Mergel-Dolomit-Folge	Dolomitstein und Mergelstein	Obere Mergel-Dolomit-Folge
Folge von Sulfaten und Residualgesteinen	Gips-Tonstein-Folge	Gipsstein (Dolomitstein und Mergelstein)	Gips-Tonstein-Folge
unterer dolomitischer Bereich	Untere Mergel-Dolomit-Folge		Untere Mergel-Dolomit-Folge
(Unterer Muschelkalk)			



Abb. 4 Residualbildungen im Mittleren Muschelkalk; Bohrkerne der Bohrung KB Detmold 81; Teufe 60 – 64 m

komplizierte Tektonik vorausgesetzt. Andererseits beschreibt er aber auch Einschaltungen von „rötlichen bis blutroten Mergeln in dünnen Partien zwischen den gelbgrauen und gelblichen Mergelkalken des Mittleren Muschelkalks“ an zwei Stellen eines Feldweges westlich vom Königsberg (STILLE & MESTWERDT 1911: 9). Eine Zusammenfassung von Beobachtungen roter Gesteine im Mittleren Muschelkalk Nordwestdeutschlands veröffentlichte LOTZE (1933), der Beispiele vom Gebiet des südlichen Nachbarblattes 4119 Horn - Bad Meinberg anführte. Er schloß aus ihnen auf eine zeitweilige Tendenz zur Landwerdung.

Vier qualitative Gesteinsanalysen (Untersuchungen: A. SCHERP, Geol.-L.-Amt Nordrh.-Westf.) von dolomitischen, schwach tonigen Gipsgesteinen ergaben, daß es sich um keine reinen Gipse, sondern um Mischgesteine handelt, die folgenden Mineralbestand aufweisen: Gips und Dolomit fast 95 Vol.-%; der Rest verteilt sich auf Quarz, Illit-Sericit, zum Teil verwitterten Chlorit, Anhydrit und in einzelnen Proben auf Corrensit, Feldspat und verwitterten Coelestin.

Die Obere Mergel-Dolomit-Folge besteht aus einer recht einheitlichen Serie von grauen, zum Teil feingeschichteten, mürben, dolomitischen Mergelsteinen, die gelblichbraun verwittern. Häufig werden sie von Calcitadern durchzogen und erscheinen in einigen Abschnitten auch zellig-knauerig und porös („Zellenkalksteine“). Im tieferen Teil wurden mitunter Einschlüsse von Kalksteingeröllen beobachtet. In die Grenzschichten sowohl zu

den älteren als auch zu den jüngeren Ablagerungen schalten sich tonigere Partien ein; im oberen Bereich der Abfolge treten zusätzlich dolomitische Kalkmergelsteine auf. Die Mächtigkeit der Oberen Mergel-Dolomit-Folge beträgt in der Bohrung KB Detmold 81 24,8 m.

Zwei Gesteinsanalysen (Untersuchungen: A. SCHERP, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) ergaben folgenden Mineralbestand (in Vol.-%):

Calcit	Dolomit	Quarz	Kaolinit	Illit-Sericit	Montmorillonit	Feldspat
65 %	5 %	15 %	5 %	5 %	4 %	1 %
35 %	30 %	10 %	7 %	8 %	8 %	2 %

Befund: dolomitführende mergelige Kalksteine mit Dedolomitisierungserscheinungen.

Mächtigkeit: Die Bohrung KB Detmold 81 (Kap. 10.: Brg. 12) durchteufte den gesamten Mittleren Muschelkalk und erfaßte ihn mit einer wahren Mächtigkeit von 67,7 m. Die oft differierenden Mächtigkeitsangaben – STILLE & MESTWERDT (1911: 8) gingen für das Blattgebiet von 40 – 60 m aus – beruhen auf dem unterschiedlichen Auslaungsgrad von Gipssteinlagern. Eine Folge der Auslaugung sind auch viele, teilweise noch aktive Erdfälle im Bereich der Osning-Achse. Der Mittlere Muschelkalk mit seinen salinaren Folgen diente

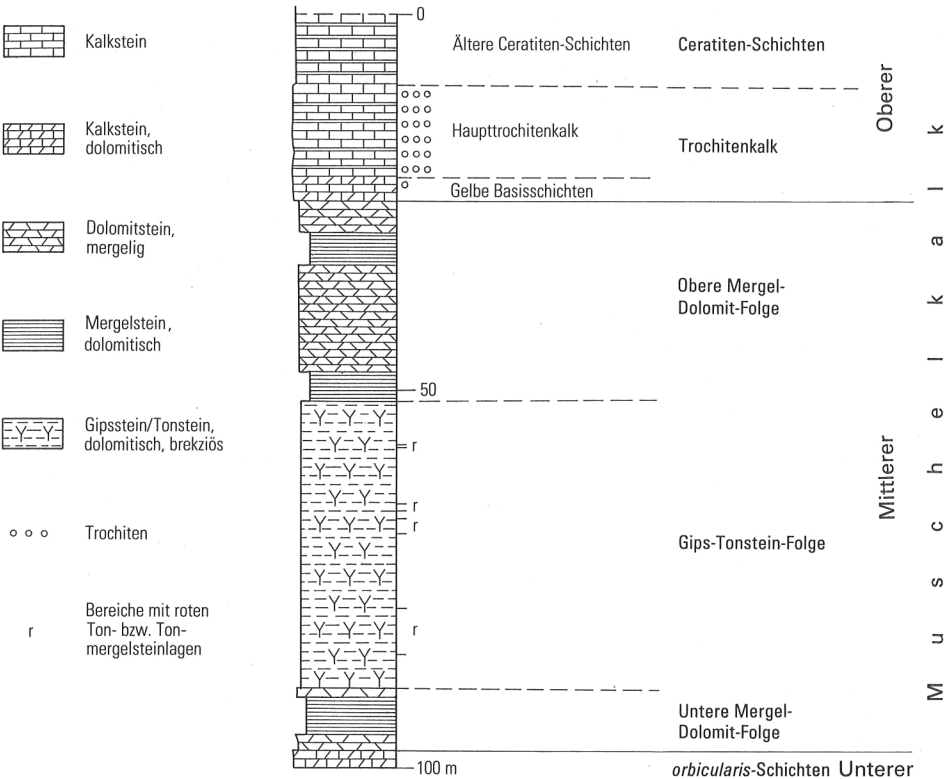


Abb. 5 Schichtenschnitt der Bohrung KB Detmold 81, schematisch

zudem häufig als Gleit- und Abscherungshorizont (SCHWERDT 1954), was eine entsprechende Mächtigkeitsänderung seiner Ablagerungen zur Folge hat (vgl. Kap. 4.). Im Detmolder Raum wird von einer Mächtigkeit bis 70 m ausgegangen.

Aufschlüsse: In den wenigen Aufschlüssen des Blattgebietes überwiegen gelbliche dolomitische Mergel- und Kalkmergelsteine, die teilweise plattig sind und manchmal eine zellige Struktur haben. Besonders in den hangenden Bereichen treten verstärkt gelbe Zellenkalksteine und Zellendolomitsteine auf, deren Hohlräume durch Auslaugung von primärem Gips entstanden sind. Bei diesen Vorkommen handelt es sich um reine Verwitterungsbildungen, wobei der ursprüngliche Sulfatanteil von Calcit verdrängt wurde, der weniger verwitterungsanfällig ist und ein bizarres Gerüst von Zellwänden bildet. In einem Aufschluß an der Nordseite des Königsberges (R 91 690, H 53 400) liegen solche Zellenkalksteine unterhalb der mächtigen Trochitenkalkbänke des Oberen Muschelkalks. Weit häufiger sind diese kavernösen Carbonatgesteine jedoch als Lesesteine zu verfolgen, besonders auch im Bereich des Königsberges.

Weitere kleinere Aufschlüsse im Mittleren Muschelkalk befinden sich an der Fabrik in Heiligenkirchen (R 91 720, H 52 240), am Parkplatz zum Westfälischen Freilichtmuseum in Detmold (R 91 110, H 54 520), an einer Straßenböschung in Wellnerberg (R 91 710, H 53 020) und im großen Kalksteinbruch am Gretberg (R 92 630, H 61 290). STILLE (in STILLE & MESTWERTD 1911: 9) beschreibt ein weiteres Vorkommen am Bannenberg, östlich von Schmedissen, wo sich „inmitten der grauen Mergel des Mittleren Muschelkalks graue bis weißliche Gipse finden, die zum Teil ziemlich massig, zum Teil dünn-schichtig sind. Sie werden durchzogen von Fasergipsschnüren“.

Tabelle 5
Gliederung und Mächtigkeiten des Oberen Muschelkalks

	STILLE & MESTWERTD (1911) Blatt 4019 Detmold	KLEINSORGE (1935) Teutoburger Wald	HORN (1982) Blatt 4520 Warburg
Hangendes: Untere Lettenkohlen-Schichten			
Oberer Muschelkalk	Ceratitenschichten 60 m	Jüngere Ceratitenschichten 8 – 10 m	Ceratiten-Schichten 25 m
		Oberer Trochitenkalk 4 m	Oberer Trochitenkalk 5 – 7 m
		Ältere Ceratitenschichten 10 – 12 m	Zwischenschichten 4 – 5 m
	Trochitenkalk 12 – 15 m	Unterer Trochitenkalk 7 – 9 m Gelbe Basisschichten 3 – 7 m	Unterer Trochitenkalk 4 – 5 m Gelbe Basisschichten 3 – 4 m
Liegendes: Obere Mergel-Dolomit-Folge			

3.3.2.3. Oberer Muschelkalk

Für die Kartierung des Oberen Muschelkalks ist weitgehend die lithostratigraphische Gliederung maßgebend (Tab. 5). Die karbonatischen Sedimentgesteine werden zweigeteilt in:

Ceratiten-Schichten (Tonplattenschichten)

Trochitenkalk

Eine hangende Folge von Dolomitischen Grenzschiehten, wie sie etwa in der Brakeler Muschelkalk-Schwelle im Gebiet von Blatt 4321 Borgholz (KNAPP 1983) auskartiert werden konnte; wurde im Blattgebiet nicht beobachtet. Vermutlich liegt dort eine Schichtlücke vor (vgl. Tab. 5).

Der Trochitenkalk besteht fast ausschließlich aus festen, oft dickbankigen Kalksteinen und bildet eine kräftige Schichtstufe über dem leichter ausräumbaren Mittleren Muschelkalk. Die jüngeren Ablagerungen sind hingegen gekennzeichnet durch einen vielfachen Wechsel von dünnen Kalksteinbänken und zwischengeschalteten Mergelsteinlagen.

KLEINSORGE (1935: 59) wies erstmals im Teutoburger Wald nach, daß Teile der tieferen Ceratiten-Schichten in Trochitenkalk-Fazies ausgebildet sind (Oberer Trochitenkalk) und bezeichnete die liegenden und hangenden Ablagerungen als Ältere beziehungsweise Jüngere Ceratiten-Schichten. HAACK (1926: 182) trennte zudem die gelblichbraunen bis graubraunen Übergangsschichten zwischen dem Mittleren Muschelkalk und dem „Haupttrochitenkalk“ (GROETZNER 1962) als Gelbe Basisschichten ab. Diese Faziesänderungen, die keine stratigraphischen Schichtenglieder darstellen, lassen sich im Raum Lippe in Bohrungen und in einzelnen Aufschlüssen beobachten, so insbesondere im Kalkstein-

Tabelle 5 (Fortsetzung)

LUTHER (1982) Bellenberg Blatt 4120 Steinheim	NOLTE (1982) Blatt 4019 Detmold	KNAPP (1983) Blatt 4321 Borgholz	Blatt Detmold
(Unterer Keuper)			
Jüngere Ceratitenschichten 40 – 45 m	Jüngere Ceratitenschichten 25 – 30 m	Dolomitische Grenzschiehten 5 m	vermutlich fehlend
Oberer Trochitenkalk 9 – 12 m	Oberer Trochitenkalk 2,5 m	Tonplattenschichten 32 m	Jüngere Ceratiten-Schichten 30 – 35 m
Ältere Ceratitenschichten 10 m	Ältere Ceratitenschichten 12 m	Oberer Trochitenkalk 6 – 10 m	Oberer Trochitenkalk 2,5 m
		Zwischenschichten 2 – 7 m	Ältere Ceratiten-Schichten 10 – 12 m
Unterer Trochitenkalk 15 m	Haupttrochitenkalk 5 m	Haupttrochitenkalk 7 – 8 m	Haupttrochitenkalk 12 m
	Gelbe Basisschichten 7 m	Gelbe Basisschichten 2 – 4 m	Gelbe Basisschichten 7 m
(Mittlerer Muschelkalk)			

bruch am Gretberg-Horst. Bei der Kartierung waren sie jedoch nicht immer sicher zu trennen, so daß die alte Zweiteilung beibehalten wurde. Es sei aber darauf hingewiesen, daß EICKELBERG (1982) und NOLTE (1982) in der Osning-Zone zwischen Detmold und Horn den Versuch einer weiteren Untergliederung des Oberen Muschelkalks unternommen haben und eine Reihe lithologischer Merkmale erkannten, die den Haupttrochitenkalk vom Oberen Trochitenkalk unterscheiden lassen.

Nach Nordhessen zu nimmt die Mächtigkeit der Älteren Ceratiten-Schichten („Zwischenschichten“) stark ab, und die Grenze zur jüngeren Abfolge wird hier über den Oberen Trochitenkalk gelegt (u. a. HORN 1982: 83). Bereits KLEINSORGE (1935: 65) konnte anhand einer biostratigraphischen Zonengliederung zeigen, daß es sich beim Oberen Trochitenkalk nicht um eine zonenbeständige Faziesbildung handelt, sondern daß diese zweite Trochitenkalk-Fazies am Nordrand der Rheinischen Masse von Süden nach Norden in immer jüngere Schichten wandert.

Vom Oberen Muschelkalk an öffnete sich im Südwesten durch die Burgundische Pforte eine neue Verbindung zwischen dem Germanischen Becken und der Tethys und ließ im Schelfbereich der Rheinischen Masse zunächst ein Flachmeer entstehen. Das strömungsbewegte Wasser bot optimale Lebensbedingungen für Crinoiden (Seelilien), die mit ihren bis 1,5 m langen Stielen fest am Meeresboden verankert waren. Ihre Stielglieder („Trochiten“) bauen zusammen mit anderen Schalenrümern den Trochitenkalk auf. Der durch die Ausbildung einer Tonplattenfazies erkennbare allmähliche Übergang zu tieferen Wasserverhältnissen beendete die günstigen Lebensbedingungen für Crinoiden und ließ das Germanische Muschelkalk-Meer statt ihrer von der Ammonoideenfauna der Ceratiten beherrscht werden. ROHDE (1963: 305) sieht die Ursache der Bildung einer zweiten Trochitenkalk-Fazies in der Entwicklung eines Schwellenbereiches am Rande der Rheinischen Masse. Nach KLEINSORGE (1935: 93) zeichnet das gesamte Verbreitungsgebiet der doppelten Trochitenkalk-Fazies den Randbereich der Rheinischen Masse nach.

Die Mächtigkeit des Oberen Muschelkalks beträgt im Blattgebiet ca. 65 m.

Verbreitung: Gesteine des Oberen Muschelkalks treten im Bereich der Osning-Zone und am Gretberg-Horst bei Loßbruch zutage. Während die Ceratiten-Schichten flächenmäßig die größere Verbreitung haben, sind es oft die massigen, meist von senkrechten Klüften durchsetzten Kalksteinbänke des Trochitenkalks, die in zahlreichen Aufschlüssen zugänglich sind. Der Kalkstein wurde früher häufig als Baustein gewonnen oder diente wegen seiner Festigkeit als Wegebbaumaterial. Viele ehemalige Steinbrüche sind jedoch bereits verfüllt oder auch stark zugewachsen. Heute steht der Trochitenkalk im Blattgebiet nur noch am Gretberg im Abbau, wo er auf mehreren Sohlen eines großen Kalksteinbruchs gewonnen wird und Verwendung als Straßenschotter oder Straßenbelag findet. Der Gretberg-Aufschluß bietet ein durchgehendes Profil von den hangenden Schichten des Mittleren Muschelkalks bis zum unteren Teil der Jüngeren Ceratiten-Schichten (s. NOLTE 1982: 45 u. Kap. 10.: Aufschl. 2).

3.3.2.3.1. Trochitenkalk (mo1)

Der Trochitenkalk ist wegen seiner Härte und Klüftung morphologisch das markanteste Schichtenglied des Muschelkalks. Im Blattgebiet Detmold läßt er sich aufgrund seiner lithologischen Ausbildung in Aufschlüssen und Bohrungen in Gelbe Basisschichten und Haupttrochitenkalk untergliedern; bei der Kartierung war keine Trennung möglich.

Die Gelben Basisschichten sind in ihrer Gesteinsausbildung sehr wechselhaft. Es dominieren graubraune, zum Teil dolomitische Kalksteine, die häufig von Calcitadern durchzogen sind; sie stehen in Wechsellagerung mit braunen bis gelbbraunen, dolomitischen Kalkmergel- bis Mergelsteinen. Die dünnen Kalksteinbänke sind mitunter gelbgrau bis gelbbraun angewittert und können stark zellig aufgelöst sein.

In der Bohrung KB Detmold 81 (Kap. 10.: Brg. 12) und am Gretberg treten ca. 2 m über der Grenze zum Mittleren Muschelkalk erste Crinoidenstielglieder auf. Im oberen Teil der Gelben Basisschichten wurden Exemplare von *Myophoria vulgaris* (VON SCHLOTHEIM) bestimmt. Aus dem Wechsel von trochitenführenden Bänken mit fossilfreien Kalkmergelsteinhorizonten, der sich auch im unteren Teil des Haupttrochitenkalks fortsetzt, erkennt man regressive und transgressive Phasen des Meeres zu Beginn der Oberen Muschelkalk-Zeit.

Die liegenden, etwa 3 m mächtigen Gelben Basisschichten bilden eine Übergangsfazies zwischen Mittlerem und Oberem Muschelkalk. Ihre Untergrenze wird an das erstmalige Auftreten fester Kalksteinbänke über den Mergel- und Kalkmergelsteinen des Mittleren Muschelkalks gelegt; die Obergrenze markiert die Basis mittel- bis dickbankiger Kalksteinserien in Trochitenkalk-Fazies.

Aufgeschlossen sind die Gelben Basisschichten im Kalksteinbruch am Gretberg bei Loßbruch (R 92 630, H 61 290) und auf dem Königsberg südlich von Detmold (R 91 690, H 53 400) (s. Abb. 6).

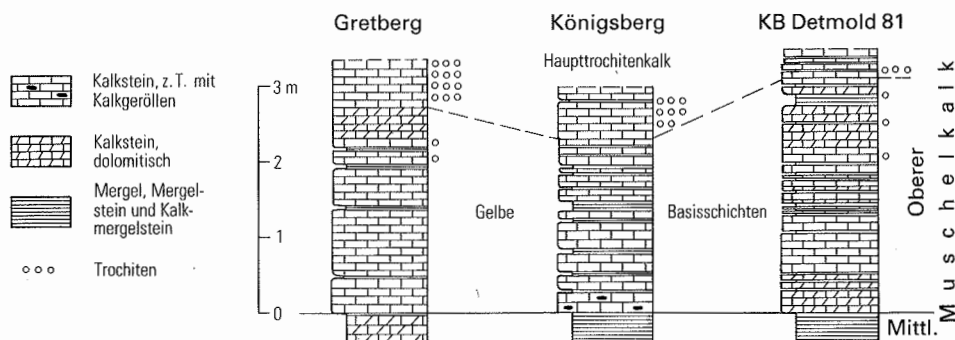


Abb. 6 Schichtenschnitte der Gelben Basisschichten, schematisch

Der Haupttrochitenkalk bildet in der nordöstlichen Bergkette des Teutoburger Waldes die meisten Höhenrücken. Er setzt sich zusammen aus einer Folge dickbankiger Kalksteine, die fast gänzlich von Crinoidenstielgliedern erfüllt sind. Die Entwicklung kann bis zu reinen Trochitenlumachellen gehen. Das Gestein ist blaugrau oder grau bis dunkelgrau und von kristallkörnigem Gefüge. Zwischen die Kalksteinbänke schalten sich oft graue bis gelbbraune dünne Kalkmergelsteinlagen ein, die trochitenfrei sein können.

NOLTE (1982: 46) differenziert die Ablagerungen des Haupttrochitenkalks am Gretberg in fünf Gesteinstypen:

Schillkalkstein
Oolithkalkstein
Crinoidenkalkstein

Brachiopodenkalkstein
Detrituskalkstein

Der Schillkalkstein besteht aus Schalenresten von Lamellibranchiaten, Brachiopoden, Gastropoden und Bruchstücken von Echinodermen. Bestimmt werden konnte eine *Lima striata* (VON SCHLOTHEIM).

Der tiefere Teil des Haupttrochitenkalks ist weitgehend oolithisch ausgebildet und teilweise dolomitisiert, wie etwa im Aufschluß am Königsberg bei Detmold (R 91 690, H 53 400). Der Ooidanteil in den Kalksteinen beträgt 60–80 %.

Nahezu zur Hälfte kann der Trochitenkalk aus Stielgliedern der Art *Encrinus liliiformis* VON SCHLOTHEIM aufgebaut sein, die mit ihren zum Teil abgerundeten Formen auf zusammengeschwemmtes Material hindeuten. Die Stielglieder sind als Calcit-Monokristalle entwickelt und geben sich in frischem Zustand durch glatte, glänzende Spaltflächen zu erkennen.

In den hangenden Partien des Haupttrochitenkalks tritt eine markante dünnbankige Terebratellumachelle mit großwüchsigen Formen der Brachiopode *Coenothyris vulgaris* VON SCHLOTHEIM auf. Als Fundpunkte seien hier neben dem Gretberg-Steinbruch auch der aufgelassene Steinbruch am westlichen Viethberg (R 88 610, H 55 860) genannt, der schmale Trochitenkalk-Rücken am Nordrand von Büchen- und Königsberg sowie das Feld südlich des Remmighauser Berges. In den Detrituskalksteinen im unteren Teil der Abfolge finden sich Aufarbeitungsgesirre und sedimentäre Kalkbreccien.

Da die verschiedenen Gesteinstypen selten allein einzelne Kalksteinbänke aufbauen, konnte für den Haupttrochitenkalk keine klare Gliederung vollzogen werden. Generell ist ein Zurückgehen der oolithischen Ausbildung zum Hangenden hin festzustellen, während die Schillführung sowie Größe und Häufigkeit der Trochiten zunehmen (NOLTE 1982: 46). In vielen Aufschlüssen sind die Crinoidenstielglieder stark herausgewittert; auch erscheint der Kalkstein dann schaumig-porös und kann von Calcitadern durchzogen sein. Verschiedentlich läßt sich eine deutliche Schrägschichtung erkennen.

Auf den Klüften der Kalksteinbänke hat sich mitunter Kalkspat gebildet, der stellenweise mit Bleiglanz vergesellschaftet ist; dieser tritt aber nie in abbauwürdiger Menge auf. Immerhin erfolgte Ende des vergangenen Jahrhunderts (1891) eine Mutung auf Bleierz für den Hiddeser Berg bei Detmold (KENTER 1954: 44).

Über den Gelben Basisschichten setzt der Haupttrochitenkalk mit einer ersten mächtigen harten Trochitenkalkbank ein. Er umfaßt etwa 12 m, wobei seine Obergrenze weniger scharf zu ziehen ist. Der Übergang in die Tonplattenfazies der Älteren Ceratiten-Schichten vollzieht sich meist unter Zunahme von Mergelsteinlagen zwischen dünner werdenden Kalksteinbänken, die jedoch weiterhin Trochiten führen können. Die Grenze wird zweckmäßigerweise mit der ersten mächtigeren Mergelsteinlage über dem letzten dickbankigen Kalkstein gezogen.

Im Kalksteinbruch am Gretberg wurde im Hangenden des Haupttrochitenkalks eine ca. 70 cm mächtige Bank erkannt, die teilweise brekziös und auch deutlich bituminös ist. EL-NOSHOKATY (1972: 56) bezeichnet dieses Vorkommen als „Grenz-Splitterkalkbank“ am Übergang zu den Ceratiten-Schichten. Nach seinen Untersuchungen ist diese Leitbank auch in vielen Aufschlüssen zwischen Weser und Eggegebirge wiederzufinden. Auch KLEINSORGE (1935: 61) hatte im Gebiet des Teutoburger Waldes „an der Obergrenze des unteren Trochitenkalks eine dunkle, dichte und fossilere Splitterkalkbank von 30–70 cm Mächtigkeit“ erkannt, sie aber wegen des Fehlens von Trochiten bereits zu den Ceratiten-Schichten gestellt.

Der Haupttrochitenkalk ist in mehreren Steinbrüchen gut aufgeschlossen. Neben dem Gretberg (R 92 630, H 61 290) mit seinem durchgehenden Profil vom Mittleren Muschelkalk bis zu den Jüngeren Ceratiten-Schichten können auf dem Königsberg (R 91 690, H 53 400) Schichten vom Hangenden des Mittleren Muschelkalks bis zum unteren Teil des Haupttrochitenkalks beobachtet werden. Massige Kalksteinbänke sind in einer Reihe von Aufschlüssen zugänglich:

- am westlichen Viethberg (R 88 610, H 55 860)
- auf dem Viethberg (R 89 210, H 55 580 und R 89 110, H 55 640)
- östlich der Detmolder Jugendherberge (R 90 850, H 54 760)
- nordwestlich des Waldberges (TK 25: 4119 Horn-Bad Meinberg; R 92 240, H 51 790)
- in zwei Aufschlüssen in Berlebeck - Alte Straße (R 91 930, H 52 240 und R 91 480, H 51 940)
- nördlich der Hohen Warte (TK 25: 4119 Horn-Bad Meinberg; R 90 880, H 51 720)
- nordwestlich von Heiligenkirchen-Schling (R 89 830, H 52 720)

3.3.2.3.2. Ceratiten-Schichten (mo2)

Während für die Kartierung auf Blatt Detmold die lithostratigraphische Gliederung maßgebend war, so gründet sich die intensivere Erforschung des Oberen Muschelkalks seit der grundlegenden Arbeit von PHILIPPI (1901) auf die Biostratigraphie und den Versuch einer Zonengliederung nach Ceratitenarten. Allerdings kommen nicht in jeder Fazies des Oberen Muschelkalks Ceratiten vor, womit dieser Gliederungsmöglichkeit ihre Grenzen aufgezeigt sind. Im Kalksteinbruch am Gretberg-Horst treten zahlreiche Ceratitenreste auf, von denen jedoch nur wenige horizontal entnommen werden konnten. Die meisten Exemplare fanden sich im Gesteinsschutt an der Basis der steilen Bruchwände, wodurch ein

Tabelle 6

Gliederung der Ceratiten-Schichten nach Zonenceratiten

Mitteldeutschland		Nordwestdeutschland (RIEDEL 1918, WENGER 1957, URLICHS & MUNDLOS 1980)	Blatt Detmold (u.a. KLEINSORGE 1935)
Hangendes: Untere Lettenkohlen-Schichten (Unterer Keuper)			
Ceratiten-Schichten	Obere	Horizont der Discoceratiten	(vermutlich fehlend)
		<i>nodosus</i> -Zone	Jüngere Ceratiten-Schichten
		<i>enodis/laevigatus</i> -Zone	
	Mittlere	<i>spinosus</i> -Zone	
		<i>evolutus</i> -Zone	
		<i>compressus</i> -Zone	
	Untere	<i>pulcher/robustus</i> -Zone	Ältere Ceratiten-Schichten
		<i>atavus</i> -Zone	
Trochitenkalk			

Vergleich mit der Zonengliederung erschwert ist. Im wesentlichen wurde auf die Erkenntnisse von KLEINSORGE (1935) zurückgegriffen (Tab. 6).

Gesteine: Die gesamte Folge der Ceratiten-Schichten besteht aus einer Wechsellagerung von bankigen bis plattigen, teilweise dichten, grauen Kalk- und Mergelkalksteinen mit grauen Mergel-, Tonmergel- und Tonsteinen. In ihrem tieferen Bereich schalten sich feste, harte Kalksteinbänke („Oberer Trochitenkalk“) ein, die von Süden (Nordhessen) nach Norden zu in immer höhere Ceratitenzonen aufsteigen. Ihr Vorkommen in einzelnen Aufschlüssen ermöglicht eine Gliederung in:

Jüngere Ceratiten-Schichten

Oberer Trochitenkalk

Ältere Ceratiten-Schichten

Ein typisches Kennzeichen der Ceratiten-Schichten ist ihre weitgehende Ausbildung in Tonplattenfazies. Diese nicht ganz treffende Bezeichnung wird von altersher für die Wechsellagerung von plattigen bis dünnbankigen, dichten Kalksteinen mit Tonmergelsteinen benutzt, wobei der Ton- und Tonmergelsteingehalt bis zu 50 % ausmachen kann. Im Raum Detmold beträgt der Mergelsteinanteil in den Gesteinsabfolgen zwischen 20 und 25 % (EL-NOSHOKATY 1972: 71).

Die dichten Kalksteine der Tonplattenfazies haben in der Regel ebene Schichtflächen und spalten mit einem glatten Bruch; sie sind meist versteinierungsfrei oder enthalten nur zu einem geringen Anteil Fossiltrümmer. Verschiedentlich sind die Kalksteine aber auch knollig ausgebildet, wodurch sie als Lesesteine recht gut von den Trochitenkalken zu unterscheiden sind. Zudem ist ihnen eine typische gelbbraune Verwitterungsrinde eigen. Röntgenographische Untersuchungen und quantitative Bestimmungen ergaben neben einem Carbonatgehalt von 90 bis 95 % auch einen Anteil an Dolomit, Quarz und Tonmineralen. Analysen der Gesteine in Tonplattenfazies wiesen einen Carbonatgehalt zwischen 7 und 65 % auf und führten neben Quarz und Tonmineralen auch Feldspat (STAMPA 1973: 88).

Fossilien: Zahlreiche unhorizontierte Fossilien sind in den feinkristallinen Kalksteinen der Ceratiten-Schichten bestimmt worden. Im Kalksteinbruch am Gretberg (R 92 630, H 61 290) führte bereits STAMPA (1973) folgende Fauna an:

Ceratites spinosus PHILIPPI

Ceratites compressus PHILIPPI

Ceratites evolutus PHILIPPI

Nautilus bidorsatus VON SCHLOTHEIM

Coenothyris vulgaris VON SCHLOTHEIM

Loxonema sp. KOKEN

Lima striata (VON SCHLOTHEIM)

Hoernesia socialis (VON SCHLOTHEIM)

Myophoria vulgaris (VON SCHLOTHEIM)

Gervilleia costata (VON SCHLOTHEIM)

Pleuromya musculoides (VON SCHLOTHEIM)

Terebrateln

Wurmbauten

STILLE & MESTWERDT (1911: 11) sowie WEERTH (1929: 34) erwähnen vom Hiddeser Berg:

Ceratites nodosus DE HAAN

Ceratites dorsoplanus PHILIPPI

Ceratites enodis QUENSTEDT

Encrinus liliiformis VON SCHLOTHEIM

Die Mächtigkeit der Ceratiten-Schichten beträgt im Blattgebiet ca. 50 m.

Die Älteren Ceratiten-Schichten setzen sich vorwiegend aus Tonplattengesteinen zusammen. Sie beginnen mit Kalk-/Mergelstein-Wechselfolgen oberhalb der letzten mächtigeren Kalksteinbank des Haupttrochitenkalks und reichen bis an den Beginn der zweiten massigen Trochitenkalk-Fazies. Die Kalksteine haben eine graue bis graublaue Farbe und verwittern hellgrau bis gelblich oder gelbbraun; ihre Mergelsteineinschaltungen sind ebenfalls grau oder gelblich angewittert. Mitunter treten in der Wechselfolge feinkristalline Kalksteinbänke auf, die Ceratiten oder einzelne bis wenige Trochiten führen. Sie können auch ganz aus Muschelschill aufgebaut sein. Die Älteren Ceratiten-Schichten sind im Kalksteinbruch am Gretberg ca. 12 m mächtig. Im Blattgebiet Detmold waren sie nur im Kalksteinbruch am Gretberg (R 92 630, H 61 290) zugänglich (s. Kap. 10.: Aufschl. 2).

Der Obere Trochitenkalk ist eine spezielle Faziesausbildung der Ceratiten-Schichten am Rand der Rheinischen Masse (KLEINSORGE 1935: 93). Biostratigraphisch ist er wohl in die *evolutus*-Zone einzugliedern, da im Kalksteinbruch am Gretberg Exemplare von *Ceratites spinosus* PHILIPPI in den darüberliegenden jüngeren Ablagerungen gefunden wurden. Eine genaue Abgrenzung nach unten kann nicht gegeben werden, weil der Fund von *Ceratites compressus* PHILIPPI nicht horizontiert erfolgte. Die Einstufung in die *evolutus*-Zone entspricht der Beobachtung von KLEINSORGE (1935: 65). Generell ist der Obere Trochitenkalk stärker aus Schalenrümmerkalksteinen mit geringerer Trochitenführung aufgebaut und unterscheidet sich damit offensichtlich vom Haupttrochitenkalk. EICKELBERG (1981: 60) und NOLTE (1982: 49) haben im Raum Detmold mehrere Unterscheidungskriterien zusammengetragen. Unter Berücksichtigung aller Merkmale, einschließlich der stratigraphischen Abfolge, soll sich danach eine Zuordnung zum Haupt- oder Oberen Trochitenkalk treffen lassen.

Oberhalb der Wechsellagerung der Älteren Ceratiten-Schichten folgen harte, massige Kalksteinbänke, die sich im Anstehenden deutlich unter einer erneut einsetzenden Tonplattenfazies hervorheben. Die grauen, zumeist grobkörnigen, kristallinen Kalksteine setzen am Gretberg mit einer 20 cm mächtigen Schicht ein, die fast vollständig aus Schalenresten von *Coenothyris vulgaris* VON SCHLOTHEIM besteht. Zum Hangenden hin folgen Schillkalksteine, die in einzelnen Abschnitten ebenfalls nur aus Brachiopodenschalenresten aufgebaut sind; nur vereinzelt finden sich Crinoidenstielglieder in größerer Zahl. Der Kalkstein besitzt im angewitterten Zustand eine rostrote Färbung und auf seinen Kluffflächen kann man häufig Schrägschichtung erkennen. Im oberen Bereich treten die Schillagen stärker zurück und eine Zunahme der Trochitenführung ist festzustellen. Einzelne, nicht horizontbeständige Lagen in oolithischer Ausbildung schalten sich dazwischen.

Die massigen Kalksteinbänke des Oberen Trochitenkalks haben im Steinbruch am Gretberg eine Mächtigkeit von etwa 2,5 m.

Der Obere Trochitenkalk ist im Blattgebiet in zwei Vorkommen zugänglich. Vollständig aufgeschlossen ist er im Kalksteinbruch am Gretberg-Horst (R 92 630, H 61 290). Ein weiteres Vorkommen befindet sich in dem stark verwachsenen Steinbruch östlich des Remmighauser Berges (R 94 455, H 52 330).

Über den massigen Kalksteinbänken setzt erneut eine Wechselfolge von Kalkstein-, Mergel- und Tonsteinlagen ein, die entsprechend als Jüngere Ceratiten-Schichten bezeichnet wird. Sie beginnt im Raum Detmold mit der *spinosus*-Zone, deren Leitfossil *Ceratites spinosus* PHILIPPI im Gretberg-Profil oberhalb der Kalksteinbänke des Oberen Trochitenkalks gefunden wurde. Als jüngstes Zonenfossil ist *Ceratites nodosus* DE HAAN

bekannt (STILLE & MESTWERDT 1911: 11); jüngere Ceratiten-Zonen sind anscheinend nicht ausgebildet (vgl. Tab. 6, S. 45).

Die grauen Kalksteinplatten der Wechselfolge sind feinkristallin bis dicht und werden häufig von Schalendetritus – meist aus *Coenothyris*-Schill – aufgebaut; mitunter ist eine deutliche Schrägschichtung erkennbar. Die ersten Bänken enthalten einzelne Crinoidenstienglieder. Zwei Kalksteinlagen wiesen eine gelblichbraune Färbung auf oder waren gelblich gefleckt. Der Anteil der Mergel- und Tonsteinschichten nimmt zum Hangenden hin deutlich zu. Auffallend sind im tieferen Bereich mehrere dunkelgraue bis schwarze Tonmergelsteine sowie reine Tonsteineinschaltungen. An Fossilien erwähnt NOLTE (1981: 56) neben *Ceratites spinosus* PHILIPPI auch einen Lesesteinfund bei Schling, der neben vielen Fischschuppen einen Zahn und mehrere Flossenstachel von *Hybodus* cf. enthält.

Der Übergang zum Unteren Keuper vollzieht sich allmählich. Die Muschelkalk/Keuper-Grenze wurde bei der Geländeaufnahme als Faziesgrenze betrachtet. Da die Hangendschichten nirgendwo aufgeschlossen sind, wurden die Ablagerungen immer dann dem Muschelkalk zugeordnet, wenn sie einen mit verdünnter Salzsäure feststellbaren Kalkgehalt aufwiesen; kalkfreie Gesteine wurden als Keuper-Sedimente kartiert. Diese Grenzziehung hat in erster Linie eine praktische Bedeutung und entspricht nicht der exakten Grenzdefinition, wie sie etwa von DUCHROW (1968: 630) angegeben wird. Die Mächtigkeit der Jüngeren Ceratiten-Schichten beträgt ca. 30 – 35 m.

Aufgeschlossen sind die Jüngeren Ceratiten-Schichten lediglich am Gretberg-Horst (R 92 630, H 61 290) mit ihrem unteren Bereich von etwa 9 m.

3.3.3. Keuper

Am Nordostrand der Rheinischen Masse behielt das Keuper-Becken im wesentlichen die Umrisse des Muschelkalk-Meeres bei. Trotz relativer Küstennähe deuten die mächtigen Ablagerungen im Blattgebiet in dieser Zeit auf eine Senkung während epirogenetischer Bewegungen hin (WOLBURG 1969). Mit Annäherung an die Rheinische Masse dünnt die Mächtigkeit aus, und die herzynische Richtung des Beckens tritt deutlich in den Vordergrund. Nach Untersuchungen von WURSTER (1964 a) und WILL (1969) erfolgte die rasche Zunahme an klastischen Sedimenten durch großflächige Deltaschüttungen in das Keuper-Becken. Die unterschiedliche Sedimentfracht vom Festland her führte zu einer horizontal und vertikal stark variierenden Faziesentwicklung. Mit Hilfe lithologisch-feinstratigraphischer Methoden ist es jedoch möglich, hinreichend zuverlässige Schichtsynchronisierungen im Keuper durchzuführen. Die sehr detaillierte Standardgliederung von DUCHROW (1968) aus dem südostlippischen Raum, die sich auf zahlreiche Leitbänke bezieht, läßt sich allerdings auf das Blattgebiet gar nicht oder nur bedingt übertragen. Parallelisierungen werden durch die Fossilarmut oder gänzliche Fossilleere des Keupers erschwert.

Gesteine: Die Keuper-Ablagerungen bestehen aus einer mächtigen Folge bunter Ton- bis Mergelsteine, in die in bestimmten Niveaus Dolomitsteine, Sandsteine, harte Steinmergel und teilweise auch Gipsresiduen eingeschaltet sind. Im oberen Abschnitt treten außerdem helle quarzitisches Sandsteine sowie schwarzgraue blättrige Tonsteine auf. Je nach der Gesteinsbeschaffenheit bildet der Keuper im Gelände Verebnungen oder markante Bergkuppen. Die jüngste Trias-Stufe wird lithostratigraphisch gegliedert in:

- Oberer Keuper
- Mittlerer Keuper
- Unterer Keuper

Verbreitung: Der feste Untergrund des Blattgebietes Detmold wird zu etwa zwei Dritteln von Schichten des Keupers eingenommen, wobei jeweils eine Hälfte auf den Mittleren und den Oberen Keuper entfallen. Nur im Bereich der Osning-Zone und an der Muschelkalk-Aufwölbung am Gretberg treten auch Sedimente des Unteren Keupers hervor. Die weitverbreitete Tonstein-, Schluffstein- und Mergelsteindecke des Lippischen Keuper-Gebietes dehnt sich jedoch nicht lückenlos auf dem Blattgebiet aus. In den großen Bereichen des Werre- und des Detmolder Hügellandes wird der Keuper von quartärzeitlichen Ablagerungen oder teilweise auch von jurassischen Sedimenten überlagert.

Die Mächtigkeit der Keuper-Sedimente beträgt ca. 340 m.

3.3.3.1. Unterer Keuper (= Lettenkohlenkeuper)

Im Unteren Keuper sprechen häufig pflanzenführende Ton- und Sandsteine sowie marine Dolomitsteine für eine Entstehung im vorwiegend schelfartigen Milieu, für wiederholte Schwankungen des Meeresspiegels und die Zufuhr festländischer Verwitterungsmassen über Flüsse mit breiten Deltafächern.

Da die Aufschlußverhältnisse im Blattgebiet recht ungünstig sind, mußte auf die Dreiteilung von STILLE & MESTWERDT (1911: 12) zurückgegriffen werden. Eine weitergehende Untergliederung – wie etwa von DUCHROW (1968) aus dem küstenferneren südostlippischen Raum oder von KLOSTERMANN (1977) anhand der Tiefbohrung Bad Meinberg – konnte nicht übernommen werden (vgl. Tab. 7).

Die Grenze zum Muschelkalk wurde praktischerweise mit dem Abklingen des Carbonatgehaltes gezogen beziehungsweise morphologisch, erkennbar an einem schwachen Geländeanstieg. Der Untere Keuper oder Lettenkohlenkeuper wird bis zu 45 m mächtig.

3.3.3.1.1. Untere Lettenkohlen-Schichten (ku1)

Gesteine: Die ältesten Ablagerungen des Unteren Keupers bestehen aus Wechsellagerungen von graufarbenen, auch braunroten bis violettstichigen Ton- und Tonmergelsteinen sowie grauen und gelblichgrauen, teilweise dolomitischen Mergel- bis Kalkmergelsteinen, in die mitunter Schluff- bis Sandsteine, Dolomitsteine und dolomitische Kalksteine eingeschaltet sein können. Die Basis der Unteren Lettenkohlen-Schichten bildet nach STILLE & MESTWERDT (1911: 12) „ein dünnes, sandig-mergeliges Bonebed (= Knochenbreccie), das in einer ehemaligen Ziegeleitongrube südöstlich von Heidenoldendorf (R 89 375, H 56 000) oberhalb der Ceratiten-Schichten“ nachzuweisen war. Diese Tongrube ist heute verfüllt.

Anhand eines Profils am Hohlweg südlich von Johannettental (R 92 500, H 54 400) konnten STILLE & MESTWERDT (1911: 12) eine zusätzliche Gliederung der Unteren Lettenkohlen-Schichten in:

Bunte Letten mit Dolomiten

Dunkle Letten mit Dolomiten

vornehmen, wobei neben der Gesteinsfarbe die Einschaltung fester Dolomitsteine im unteren Abschnitt und die Vorkommen sandiger Bänke vorwiegend in der oberen Abfolge ergänzende Merkmale sind.

Fossilien: STILLE & MESTWERDT (1911: 15) erwähnen Fossilfunde vor allem in den dolomitischen Gesteinen:

Lingula Zenkeri VON ALBERTI
Anoplophora lettica QUENSTEDT
Anoplophora brevis VON SCHAUROTH
Anoplophora donacina VON SCHLOTHEIM
Myophoria transversa BORNEMANN

Auch wurden von ihnen andere, unbestimmbare und meist wenig gut erhaltene Zweischaler festgestellt, zudem noch schwärzliche, glänzende Fischechuppen und Fischzähne.

Die Mächtigkeit der Unteren Lettenkohlen-Schichten beträgt etwa 30 m.

Aufschlüsse: Infolge fehlender aktueller Aufschlüsse sei das erwähnte Profil von STILLE & MESTWERDT (1911) im Hohlweg bei Johannettental in gekürzter Fassung angeführt, das heute nur noch bruchstückhaft im Gelände erkennbar ist.

Hangendes: Hauptlettenkohlsandstein

m		
4,5	plattiger Mergelstein, rot und grau	<i>Anoplophora</i> - Sandstein
0,2	feste Dolomitsteinbank, gelb	"
0,15	poröse Sandsteinbank, grau, kaolinhaltig, in unregelmäßigen Flächen mit gelbem sandigem Dolomitstein verwachsen	"
ca. 5,0	plattiger bis bröcklicher Mergelstein, bunt, rot und grau	"
0,1	mürbe Sandsteinbank, dunkelrot, mit zahlreichen Roteisenstein-(=Hämatit-) Knollen	"
1,5	Mergelstein, bunt	"
ca. 3,5	plattiger bis bröcklicher Schluff- bis Sandstein, dunkelrot, wenig fest, zum Teil glimmerhaltig	"
3,4	mürber, glimmeriger Sandstein, dunkelrot, feinkörnig, mit Roteisensteinknollen	"
1,1	Mergel- und Schluffstein, bunt	"
0,5	mürbe Sandsteinbank, grau	"

0,5	harte Dolomitsteinbank, gelb	Hauptdolomit
0,8	mürber Schluffstein, grau, zuoberst Tonmergelstein	"
3,5	harter Dolomitstein, gelb, sandig, im unteren Teil „Zellendolomitstein“	"

ca. 2,0	Ton- und Tonmergelstein, grau, mit dolomitischer Einlagerung, gelblich	

Liegendes: nicht aufgeschlossen

In dem Profil sind die liegenden Dolomitsteinbänke mit dem „Hauptdolomit“ von DUCHROW (1968) vergleichbar; ebenso sind die Hämatitknollen charakteristisch für den *Anoplophora*-Sandstein (WEERTH 1929: 38), eines mit Muschelresten der Art *Anoplophora lettica* QUENSTEDT aufgebauten Gesteins.

Weitere Vorkommen der tieferen Unteren Lettenkohlen-Schichten waren nach STILLE & MESTWERDT (1911: 15) mehrfach am Papenberg in Detmold sowie in den beiden ehemaligen

Tabelle 7
Gliederung des Unteren Keupers

STILLE & MESTWERDT (1911) Blatt 4019 Detmold		DUCHROW (1968) Südost-Lippe		KLOSTERMANN (1977) Bohrung Bad Meinberg		Blatt Detmold		
Hangendes: Gipskeuper (Mittlerer Keuper)								
Unterer Keuper	Zone der Oberen Letten mit Dolomiten		Grenzdolomitregion		Obere Letten mit Dolomiten	Grenzdolomit- Region	Grenz- dolomit- Region	
						Bunte Zwischen- schichten		
						Grauer Dolomithorizont		
						Bunte Über- gangsschichten		
	Hauptletten- kohlsandstein		Hauptletten- kohlen- sandstein	Sandstein- horizont 3	Hauptletten- kohlsandstein	Hauptletten- kohlen- sandstein		
				Dolomit- horizont 2				
				Sandstein- horizont 2				
				Dolomit- horizont 1				
				Sandstein- horizont 1				
	Zone der Unteren Letten mit Dolomiten	Bunte Letten mit Dolomiten	Untere Lettenkohlen- schichten	Anoplophora- sandstein	Untere Letten mit Dolomiten	Sandstein- horizont 3	Untere Letten- kohlen- Schichten	
		Dunkle Letten mit Dolomiten		Hauptdolomit		Sandstein- horizont 2		
						Zwischen- schicht 2		
				Unterer Lettenkohlen- sandstein		Sandstein- horizont 1		
						Zwischen- schicht 1		
						Unterer Grenzdolomit		
		Liegendes: Jüngere Ceratiten-Schichten (Oberer Muschelkalk)						

Ziegeleitongruben an der Straße von Detmold nach Heidenoldendorf (R 89 375, H 56 000 bzw. R 90 500, H 55 700) aufgeschlossen. Ein heute ebenfalls nicht mehr zugängliches Profil konnten STILLE & MESTWERDT (1911: 14) in dem tiefen Wegeinschnitt in Wellnerberg aufnehmen (R 91 675, H 52 955). In einer Baugrube „Auf der Kork“ in Heiligenkirchen (R 91 400, H 52 250) hat NOLTE (1981: 119) nachgewiesen, daß die dortigen Ablagerungen nicht – wie von STILLE & MESTWERDT (1911) kartiert – zum Mittleren Keuper gehören, sondern in die Unteren Lettenkohlen-Schichten zu stellen sind.

3.3.3.1.2. Hauptlettenkohlsandstein (ku2)

Das bis zu 6 m mächtige Niveau des Hauptlettenkohlsandsteins bildet morphologisch

eine schwache Kante im Gelände, wie etwa auf der Nordflanke des Gretberges, bei Benstrup, nordöstlich und östlich von Remmighausen sowie südlich des Remmighauser Berges. Näher bekannt ist diese Zone im Blattgebiet nur durch wenige Lesesteinprofile. Zusammen mit beobachteten Rippelmarken läßt dieser Horizont auf einen deutlich kontinental beeinflussten Ablagerungsraum schließen.

Gesteine: Vorherrschend ist ein mürber, braungrauer, auch rötlich gefleckter, feinkörniger Sandstein, der auf den Schichtflächen stets etwas Glimmer oder auch verwitterte Feldspatblättchen (Kaolin) führt. Zwischen die plattigen Sandsteinhorizonte schalten sich mitunter geringmächtige Mergelsteinlagen. Der Sandstein kann aber auch kompaktere Bänke bilden und wurde früher mancherorts für den Hausbau gebrochen.

Fossilien: STILLE & MESTWERDT (1911: 16) erwähnen aus den Sandsteinen häufige Pflanzenabdrücke von *Pterophyllum jaegeri* BRONGNIART und *Equisetites arenaceus* JAEGER.

Aufschluß: Ein kleiner unbedeutender Steinbruch befindet sich bei Mischer östlich von Remmighausen (R 95 180, H 53 250). An der Nordflanke des Gretberges nahm STAMPA (1973: 44) folgendes Lesesteinprofil auf:

feinplattiger Dolomitstein, hellgrau
Sandstein, rötlich gefleckt, glimmerführend, mit Pflanzenresten
dünne Mergellage, graublau, feinblättrig
mächtiger Sandstein, grau, kaolinführend, Pflanzenreste
quarzitischer Sandstein

3.3.3.1.3. Grenzdolomit-Region (ku3)

Wie schon der Hauptlettenkohlsandstein so ist auch die Grenzdolomit-Region im Blattgebiet Detmold nur durch wenige Lesesteine nachweisbar.

Gesteine: Nordwestlich von Schönemark fanden sich auf den Feldern neben vorherrschenden braunroten Ton- und Tonmergelsteinen einzelne gelbliche dolomitische Mergelsteine und gelbweiße mürbe Dolomitsteine. Mitunter treten grüne und graue Tonsteine auf.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die Abgrenzung gegen den Mittleren Keuper ist im Gelände nicht sehr deutlich sichtbar. Sie wurde dort vollzogen, wo keine dolomitischen Gesteine mehr gefunden wurden und das Vorherrschen grauer, untergeordnet auch grünlichgrauer sowie braunroter Ton- und Tonmergelsteine einsetzt. Bei Fehlen der Grenzdolomit-Region wurden zusätzlich das Aussetzen der glimmerführenden Sandsteine sowie eine schwache morphologische Geländestufe als Kriterien angesehen. Die Mächtigkeit der Abfolge beträgt nur wenige Meter. Nach Vergleichen mit Nachbargebieten mag die Grenzdolomit-Region im Raum Detmold etwa 9 m mächtig sein.

3.3.3.2. Mittlerer Keuper

Bei den Ablagerungen des Mittleren Keupers handelt es sich vorwiegend um pelitische Gesteine mit Gipseinschaltungen, die nur einmal von gröber klastischen Sedimenten unterbrochen werden. Sie entstanden unter subtropischen bis semiariden Verhältnissen (WURSTER 1964 b: 238), teils als Deltabildungen (WURSTER 1964 a: 118), teils limnisch-kontinental oder als Folge flacher mariner Ingressionen (WILL 1969: 171, SCHICKOR 1969: 69).

Nach lithostratigraphischen Einheiten wird der Mittlere Keuper in vier Horizonte aufgeteilt, deren Aufeinanderfolge und Eigenart die Verfolgung dieser im gesamten Germanischen Becken verbreiteten Gesteinsserien erleichtern (s. Tab. 8):

Steinmergelkeuper
Rote Wand
Schilfsandstein
Gipskeuper

Weitere Untergliederungen erscheinen infolge starker lateraler Faziesänderungen für die Kartierung ungeeignet.

Gesteine: Charakteristische Ablagerungen des Mittleren Keupers sind „bunte“, das heißt rötliche (rote und braunrote bis rotviolette) und graue (hell- bis dunkelgraue), tonig-karbonatische Gesteine von unterschiedlicher Härte. Etwa in der Mitte des gesamten Gesteinspaketes schalten sich von klastischen Schuttströmen sedimentierte Sandsteinbänke ein, die jedoch auch nur ganz untergeordnet innerhalb bunter Tonmergelsteinserien auftreten können. Während in Bohrungen noch Gips oder Anhydrit anzutreffen ist, sind im anstehenden Gestein lediglich die Rückstände des ursprünglichen Salinars – vorwiegend in Knollenform – vorhanden. Der Gips ist ausgelaugt, und zurück blieben ungelöste Minerale wie Quarz und Kalkspat. Häufig haben sich auf den meist unregelmäßigen Kluffflächen dünne Calcitlagen oder ganze Calcitschwarten gebildet.

Bei der geologischen Erstaufnahme von STILLE & MESTWERDT (1911) wurde in der Osning-Zone häufig „Mittlerer Keuper, ungegliedert“ auskartiert. Ein umfangreiches Bohrprogramm – durchgeführt vom Geologischen Landesamt Nordrhein-Westfalen – sowie Geländeaufnahmen von NOLTE (1981) und EICKELBERG (1981) ergaben teilweise eine Einstufung

Tabelle 8
Gliederung und Mächtigkeiten des Mittleren Keupers

		STILLE & MESTWERDT (1911) Blatt 4019 Detmold	DUCHROW (1968) Südost-Lippe	KLOSTERMANN (1977) Bohrung Bad Meinberg	SCHWENKE (1982) südöstlich von Bad Meinberg	Blatt Detmold
Hangendes: Hauptsandstein (Oberer Keuper)						
Mittlerer Keuper	Oberer Gipskeuper	Steinmergelkeuper 30 m	80 m	Oberer Steinmergelkeuper Unterer Steinmergelkeuper 64 m	63 m	Steinmergel- keuper 70 m
	Mittlerer Gipskeuper	Obere bunte Mergel 15 m	30 m	Obere Rote Wand Untere Rote Wand 25 m	28 m	Rote Wand 30 m
		Zone des Schilfsandsteins 30 m	25 m	Schilfsandstein 30 m	30 m	Schilfsandstein 30 m
	Unterer Gipskeuper	Untere bunte Mergel mit Einlagerung grauer Mergel 70 m	130 m	Obere Bunte Mergel Obere Graue Mergel Mittlere Bunte Mergel Untere Graue Mergel Untere Bunte Mergel 70 m	120 m	Gipskeuper 95 m
Liegendes: Grenzdolomit-Region (Unterer Keuper)						

in den Mittleren Muschelkalk oder den Unteren Keuper. Ausschlaggebend waren rote Tonsteinvorkommen innerhalb von Mergelkalksteinen beziehungsweise dolomitische Einschaltungen in Tonmergelsteinserien.

Zwischen Heiligenkirchen und der Grotenburg konnten sämtliche Glieder des Mittleren Keupers ausgeschieden werden. Das anstehende Keuper-Gestein liegt dort teilweise unter bis zu 10 m mächtiger Fließerde, bestehend aus dem Verwitterungsmaterial des Osning-Sandsteins, zum Teil auch des Flammenmergels (Unterkreide). STILLE & MESTWERDT (1911: 25) hatten am Nordosthang des Hellberges, westlich von Heiligenkirchen-Schling, „graue bis graugrüne, mürbe, glimmerige Sandsteine in mehreren Metern Mächtigkeit zwischen roten Tonmergelsteinen“ beobachten können und damit als Schilfsandstein erkannt. Bohrungen und genaue Geländeuntersuchungen – nicht zuletzt anhand der Morphologie – erbrachten auch den Nachweis der höheren Stufen des Mittleren Keupers (vgl. Taf. 1 in der Anl.). Dieses Ergebnis steht im Gegensatz zu der Annahme ROSENFELDS (1982: 10), wonach nahe am Osning eine Schichtlücke zwischen Gipskeuper/Schilfsandstein und Oberem Keuper möglich sei, wie es MEIBURG (1969) im südlichen Egge-Vorland beobachtet hat.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die Grenze zum Unteren Keuper wird mit dem Ausbleiben von Dolomitsteineinschaltungen oder dem ersten Auftreten der Gipsresiduen gezogen. Die Mächtigkeit des Mittleren Keupers kann bis zu 225 m betragen.

3.3.3.2.1. Gipskeuper (km1)

Der Gipskeuper ist im Blattgebiet sehr schlecht aufgeschlossen, und die wenigen Vorkommen geben jeweils nur einen kleinen Ausschnitt der gesamten Gesteinsabfolge wieder. Es fehlt ein biostratigraphisches Bezugssystem, wie es die fossilführenden Leitbänke im süddeutschen Raum darstellen. Man muß daher auf Erkenntnisse aus dem Großraum Lippe zurückgreifen, die bereits MESTWERDT (1912: 482) auch auf das Blattgebiet Detmold übertragen konnte.

Die im Gelände vorhandenen Aufschlüsse liegen fast alle in den jüngeren Ablagerungen, die früher häufig zum Mergeln der Felder in kleinen Mergelgruben abgebaut wurden. In einzelnen Vorkommen sind die höchsten Schichten bis zum hangenden Schilfsandstein aufgeschlossen.

Gesteine: Der Gipskeuper besteht aus einer Serie bunter, vorwiegend dunkelgrauer aber auch blaugrauer und braunroter Ton- bis Mergelsteine. Die Sedimente sind in der Regel wenig erosionsbeständig und bilden im Gelände Verebnungen, die weitgehend von quartären Lockergesteinen überdeckt sind.

Im Gipskeuper gibt es eine untere bunte, überwiegend tonige Schichtenfolge, die oft lagenweise angeordnete Gipsresiduen enthält. Das Sulfat selbst kommt dabei nur selten als Fasergips auf dünnen Kluftspalten in den Mergelsteinen vor. Im höheren Abschnitt überwiegen graue Farbtöne, und die Gesteine sind kalkreicher und teilweise auch härter („Steinmergel“).

Der Gipskeuper besteht in seinen obersten, etwa 12 m mächtigen Ablagerungen aus mürben, bröckligen aber auch härteren, steinmergelartigen, grauen bis dunkelgrauen Mergelsteinen, in die sich braunrote Lagen unmittelbar im Hangenden an der Grenze zum Schilfsandstein einschalten können. Diese Beobachtung läßt sich auf den gesamten lippi-schen Raum übertragen (STILLE & MESTWERDT 1911: 19). Die etwa 4 m mächtigen rötlichen

Zwischenschichten konnten auf Blatt Detmold südlich einer Linie von Heiden nach Wahnbeckerheide in einigen Aufschlüssen verfolgt werden. Nordwestlich davon bilden hingegen graue Mergelsteine das unmittelbare Liegende des Sandsteins, und es schalten sich nur geringmächtige braunrote Lagen in die grauen Serien ein oder fehlen ganz.

Abweichend von der beobachteten Regelmäßigkeit der höchsten Gipskeuper-Schichten treten im Bereich zwischen Dehlentrup und Röhrentrup im Liegenden des Schilfsandsteins abwechselnd graue und rote Mergelsteinlagen auf (STILLE & MESTWERDT 1911: 20). Nach DUCHROW (1968: 635) bildet der oberste Horizont des Gipskeupers keine selbständige stratigraphische Einheit.

Die Mächtigkeit des Gipskeupers beträgt im Raum Detmold ca. 95 m.

Aufschlüsse: Ein Beispiel für die Einschaltung rötlicher Tonmergelsteinlagen unmittelbar im Liegenden des Schilfsandsteins ist noch bedingt erkennbar in einer aufgelassenen Mergelgrube am Pulsberg, westlich von Diestelbruch (R 95 310, H 55 520), die bereits von STILLE & MESTWERDT (1911: 17) beschrieben wurde. Dagegen sind die grauen Mergelsteine mit nur geringmächtigen braunroten Einschaltungen am Kontakt zum Schilfsandstein in dem ebenfalls schon von STILLE & MESTWERDT (1911: 20) beschriebenen Vorkommen südwestlich von Wahnbeck (R 93 120, H 62 165) aufgeschlossen.

Weitere Aufschlüsse im Gipskeuper:

- Mergelsteinbruch südwestlich von Kleinenmarpe (R 99 450, H 58 890)
- aufgelassener Steinbruch südlich Brokermühle, westlich von Mosebeck (R 95 860, H 57 840)
- Weganschnitt südwestlich von Voßhagen (Oettern-Bremke; R 90 800, H 59 700)
- kleiner Mergelsteinbruch östlich Manhenkerhöfe (Loßbruch; R 93 200, H 60 220)

3.3.3.2.2. Schilfsandstein (km2)

Der Schilfsandstein führt die einzigen gröberklastischen Horizonte im gesamten Mittleren Keuper. Er besteht aus einer faziell wechselhaften Folge von Sandsteinen, Schluffsteinen und Ton- bis Tonmergelsteinen. Gebildet wurde er unter limnisch-fluviatilen Bedingungen in einem weiten Deltabereich, der sich vom Baltischen Schild durch Nord- und Süddeutschland vorbaute und im Westalpengebiet seine Mündung in die alpine Geosynklinale hatte (WURSTER 1964 a, 1964 b). Der Schilfsandstein hebt sich von den anderen Schichtengliedern des Mittleren Keupers insofern hervor, „als seine paläogeographischen Konturlinien überwiegend nordsüdlich verlaufen“ (ROSENFELD 1978: 145), im Gegensatz zur sonst vorherrschenden herzynischen Richtung. In seinen Strömungsrinnen lagerten sich hauptsächlich sandige Sedimente mit zahlreichen Pflanzenresten ab, die durch geringmächtige Schluff- und Tonsteine aus Stillwasserphasen getrennt werden.

Nach ROSENFELD (1968: 422) entstanden die feinkörnigeren Sedimente „durch nachlassende Transportkraft der Wässer und breiteten sich – durch Querrinnen oder von Ufer-Durchbrüchen ausgehend – großflächiger über die Deltaebene aus“. Möglich ist auch ein Rückstau durch das Hindernis der Rheinischen Masse.

Die wechselnden Gesteinshorizonte können in ihrem gegenseitigen Mächtigkeitsverhältnis starken Schwankungen unterworfen sein. Aufgrund der raschen lateralen Faziesänderungen gibt es für den Schilfsandstein keine weitere stratigraphische Aufgliederung

seiner Schichten. Als Rinnenfazies abgelagert bildet er mehrfach kleinere Höhenrücken (u.a. Wiembecker Berg, Hohenloh). Dieser Befund steht in Übereinstimmung mit den Ergebnissen einer Fazieskartierung im Schilfsandstein zwischen Weser und Osning von KRUCK & WOLFF (1975).

Gesteine: Der Schilfsandstein ist fein- bis mittelkörnig, hellgrau, gelblich- oder auch grünlichgrau und rötlich. Er hat meist ein toniges Bindemittel und ist daher nicht sehr verwitterungsbeständig. Die Sandsteine sind reich an Glimmerblättchen auf den Schichtflächen und in manchen Bereichen stark kaolinhaltig. Neben Quarz weist das Gestein auch Anreicherungen von Pyrit und Roteisen auf. Analysen von KÜHL (1957: 22) zweier Roteisenknollen aus einem ehemaligen Steinbruch bei Jerxerschinken (Jerxen-Orbke; R 91 300, H 58 580) sollen den lokal sehr stark angereicherten Fe-Gehalt belegen (in Gew.-%):

SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	Mn ₃ O ₄	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	CO ₂	S(ges.)
13,22	12,90	69,72	0,36	0,007	0,08	0,74	0,25	1,02	0,03	0,07
38,15	3,98	53,19	0,37	0,02	0,19	0,26	1,05	0,92	0,04	0,05

Die restlichen etwa 2 % verteilen sich auf Feuchte und Glühverlust.

Auf den Schichtflächen der mürben Sandsteine sind mitunter auch kohlige Bestege zu erkennen. Häufig zeigen sich Schrägschichtung und Strömungsmarken.

In ihrer Ausbildung ähneln die Sandsteine sehr dem Hauptlettenkohlsandstein des Unteren Keupers. Eigentümlich sind dem Schilfsandstein aber graue, mittelkörnige, relativ mürbe Partien, die von dünnen, parallel zur Schichtung angeordneten, millimeter- bis zentimetermächtigen, dunkelroten bis weinroten Fasern oder Bändern durchzogen sind. Die intensiv rötliche Flammung wird durch syngedimentär ausgefällte Eisenverbindungen hervorgerufen. Ein etwa 3 m mächtiger Aufschluß, der den Schilfsandstein in dieser seiner typischen Ausbildung zeigt, befindet sich östlich des Wehmhofes in Heiden-Hedderhagen (R 91 135, H 60 725). Die plattigen bis bankigen, meist unebenflächigen Fein- bis Mittelsandsteine sind dort grünlichgrau mit violettroten Flecken und starker Glimmerführung.

Der Schilfsandstein besteht nur selten aus einer geschlossenen Folge von Sandsteinbänken. Meist schalten sich mürbe, tonig-mergelige Lagen ohne erkennbare Regelmäßigkeit dazwischen. Die rötlichen, mitunter graugefleckten und grauen, teilweise festen aber auch weichen Ton- und Tonmergelsteine können den Sandstein nahezu ganz vertreten oder enthalten nur einzelne dünne, gelbliche und graue Sandsteinbänkchen, wie etwa in dem Hohlweg südöstlich Manhenkerhöfe, wo der Sandstein nur durch Bohrungen nachgewiesen werden konnte. An Stellen wie diesen ist das Erkennen der Schilfsandstein-Zone im Gelände äußerst schwierig. Die Gesteinsausbildung ähnelt mitunter stark den Ablagerungen der jüngeren Rote-Wand-Stufe mit ihren weichen, tonigen, vorwiegend braunroten Gesteinen. Absolute Klarheit können bei fehlenden Aufschlüssen im Einzelfall nur Bohrungen schaffen.

Vorkommen, in denen die tonige Ausbildung des Schilfsandsteins vorherrscht, liegen im zentralen Bereich des Kartenblattes, etwa

- zwischen Loßbruch, Röhrentrup und Barkhausen,
- südwestlich von Loßbruch,
- zwischen Vahlhausen und Hohenwart,
- südwestlich von Vahlhausen sowie
- am Oberlauf der Wörbke (Döringsfeld)

In der übrigen Verbreitung des Schilfsandsteins überwiegt jeweils die sandige Kompo-

nente, wobei sich aber häufig tonig-mergelige Schichten zwischenschalten, die die ehemalige Sandsteingewinnung mehr oder weniger stark behinderten. Die Hauptmasse der mürben, tonigen Sandsteinlagen stellte Abraum dar oder fand gelegentlich als Wegebaumaterial Verwendung, und nur ganz wenige Sandsteinbänke waren als Mauersteine geeignet. Solche alten Abbaustätten sind teilweise schon von STILLE & MESTWERDT (1911) beschrieben worden und heute meist verfallen.

Fossilien: In einem Aufschluß am Wirtshaus Falkenkrug in Rödlinghausen (R 93 130, H 55 350) wurde in dem festen Sandstein ein etwa 35 cm langes und durchschnittlich 10 cm dickes Stammstück mit einem entsprechend großen Wurzelteil von *Equisetites arenaceus* JAEGER gefunden (STILLE & MESTWERDT 1911: 22).

Die maximale Mächtigkeit des Schilfsandsteins beträgt 30 m.

Aufschlüsse:

- Steinbruch in Jerxerschinken (R 91 300, H 58 580)
- kleiner Steinbruch westlich von Kleinenmarpe (R 99 250, H 59 400)
- Steinbruch südöstlich von Barkhausen (R 95 800, H 59 625)
- Sandsteinbruch südwestlich von Wahmbeck (R 93 235, H 62 120)
- Weganschnitt nordöstlich von Barkhausen (R 95 890, H 60 795)
- Steinbruch nordnordwestlich von Döringsfeld (R 95 890, H 54 850)
- Steinbruch südlich des Wiembecker Berges (R 95 560, H 61 835)

3.3.3.2.3. Rote Wand (km3)

Auf die Deltaschüttungen des Schilfsandsteins folgt ein Abschnitt ausgesprochen ruhiger Sedimentation. Dies wird aus der guten Klassierung der Gesteine und der Beteiligung gleichbleibender Bestandteile von Gips, Carbonat und Ton erkenntlich. Die in der Regel intensiv rot gefärbten Ton- und Tonmergelsteine tragen den vom fränkischen Keuper zu Recht übernommenen Schichtennamen „Rote Wand“. Die lebhaft rote Farbe der Sedimente war im lippischen Raum mehrfach namengebend für entsprechend aufgebaute Geländeabschnitte. Auch an der Nordseite des Roten Berges, südwestlich von Loßbruch, treten rote, zum Teil dolomitische Tonsteine in einem breiten Streifen als Lesesteine auf den Feldern zutage, und der Boden hat sich ihrer Färbung deutlich sichtbar angepaßt. Die tiefroten mergeligen Gesteine mit einzelnen Rückstandslagen von ausgelaugtem Gips bilden, im Gegensatz zum Schilfsandstein, im Gelände Verebnungen und sind infolgedessen nur recht mäßig aufgeschlossen.

Gesteine: Die Ablagerungen der Roten Wand bestehen aus einer Wechselfolge grellroter oder bräunlichroter, mitunter grünlichgrau gefleckter, in trockenem Zustand ziegelroter, dolomitischer oder kalkig-dolomitischer Tonsteine; untergeordnet treten auch Tonmergelsteine auf. Der Carbonatgehalt liegt nach KÜHL (1957: 40) bei 16 %, wobei 9 % auf Dolomit entfallen. Neben den charakteristischen, rotgefärbten Gesteinen treten auch wenige Dezimeter mächtige hellgraue und grünlichgraue, härtere, steinmergelartige Horizonte auf. Nordöstlich von Jerxen konnten STILLE & MESTWERDT (1911: 26) in einer mindestens 15 m tiefen Mergelgrube (R 90 930, H 58 580) „etwa in der Mitte eine wenige Meter starke Folge schwärzlichgrauer, kleinbröcklicher Mergel“ erkennen. Heute sind in der Grube nur noch 3 m mächtige, splittrig bis bröcklig brechende, braunrote, teilweise gering schluffige Tonsteine aufgeschlossen.

Besonders kennzeichnend für die Rote Wand sind ihre insgesamt sandarmen, zum Teil schmierigen Gesteine und in wechselnder Häufigkeit eingelagerte Gipsresiduen. Die stratigraphische Untergliederung in eine Untere und Obere Rote Wand (SANDER 1977: 90) läßt sich nur in den wenigen Vorkommen durchführen, in denen grünlichgraue, steinmergelartige Tonsteinlagen auftreten. Sie bilden nach DUCHROW (1968: 652) die Basis der Oberen Roten Wand. In ihrer Gesamtheit sind die roten Tonsteine im Blattgebiet lithologisch nicht differenzierbar. Zum Hangenden hin ist eine zunehmende Violettfärbung zu beobachten.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Sowohl der Schilfsandstein im Liegenden als auch der tiefe Untere Steinmergelkeuper im Hangenden liegen zum Teil in braunroter Tonsteinfazies vor, so daß die Abgrenzung zur Roten Wand in beiden Fällen schwierig ist. Im Gelände wurde die Grenze zum Schilfsandstein mit dem Aussetzen der Sandführung gezogen, während der Beginn des Steinmergelkeupers anhand der härteren, steinmergelartigen Gesteine festzustellen war. Die Mächtigkeit der Roten Wand beträgt maximal 30 m.

Aufschlüsse:

- Tonsteingrube nördlich von Krähenberg (R 88 610, H 58 360)
- Restwand einer aufgelassenen Mergelsteingrube südöstlich von Barkhausen (R 95 790, H 59 940)
- Mergelsteingrube an der Nordseite des Almberges (R 95 380, H 59 510)
- Mergelsteingrube östlich des Almberges (R 95 810, H 59 300)
- Tonsteingrube nordwestlich von Wehren (R 99 120, H 52 990)
- Mergelsteingrube am Wasserwerk, ca. 600 m westlich von Wehren (R 99 200, H 52 630)

3.3.3.2.4. Steinmergelkeuper (km4)

Die Tongesteine der jüngsten Stufe des Mittleren Keupers gelten als Ablagerungen eines flachen, aussüßenden Binnenmeeres, das vom Festland her mit feinkörnigem Schutt beliefert wurde. Der höhere Steinmergelkeuper enthält einzelne fossilführende Bänke mit unbestimmbaren Pflanzenteilen oder einer recht kümmerlichen Fauna von Fisch- und Muschelresten, die Zeugen eines solchen Bildungsmilieus sind.

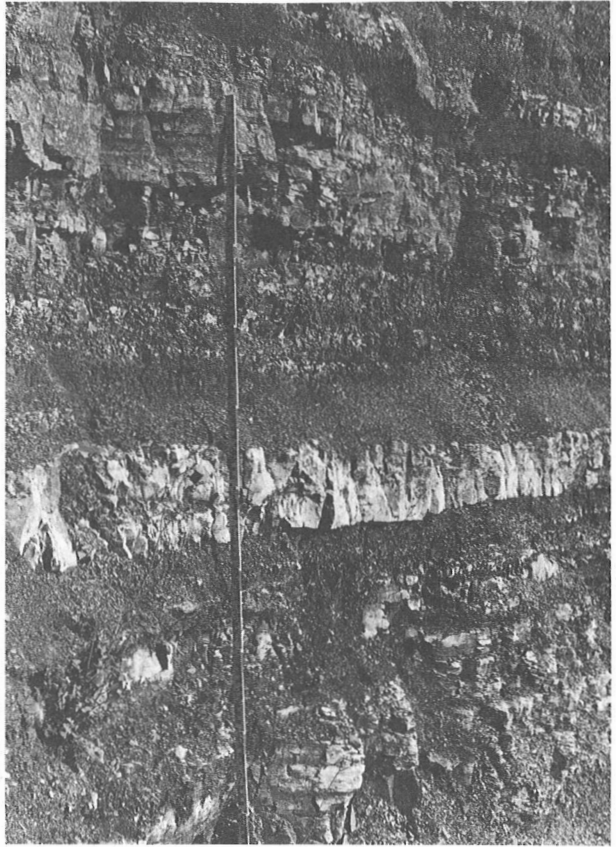
Gesteine: Der Steinmergelkeuper setzt sich im wesentlichen aus Tonmergelsteinen mit bunten (rotbraunen, braunvioletten, hellgrünlichgrauen) und hell- bis schwarzgrauen Farbtönen zusammen. Vereinzelt schalten sich Lagen mit Gipsresiduen (Calcit, Quarz) in verschiedenen stratigraphischen Niveaus ein. Im höheren Abschnitt ist der Steinmergelkeuper durch zahlreiche sehr harte, dolomitische Steinmergelbänken oder steinmergelartige Tonsteine stärker untergliedert (vgl. Abb. 7). Den dünnen Lagen verleiht ein dichtes Bindemittel aus Dolomit und Siliciumdioxid Festigkeit. Nach KÜHL (1957: 43) kann der Carbonatgehalt bis zu 40 % betragen.

GRUPE (1911: 91) konnte im lippischen Raum einen Unteren (bunten) und einen Oberen (grauen) Steinmergelkeuper ausscheiden. Diese Grobgliederung wurde von späteren Keuper-Bearbeitern (u.a. DUCHROW 1968: 650, SANDER 1977: 91) weiter differenziert. Im Blattgebiet lassen sich verschiedentlich einzelne Aufschlüsse einer genaueren Einstufung zuführen.

Der Untere Steinmergelkeuper besteht in seinem tieferen Teil aus bunten, vorwiegend braunroten, untergeordnet grauen, dunkelgrauen und grüngrauen, dolomitischen und meist schluffigen Tonsteinen mit einzelnen Residuallagen. Sie werden überlagert von einer

Abb. 7

Einschaltung harter Steinmergellagen im Oberen Steinmergelkeuper; Aufschluß östlich vom Sportplatz in Klüt (R 93 080, H 58 720)



mehrere Meter (3–8 m) mächtigen Folge nahezu einheitlich braunroter Tonsteine mit wenigen grünlichgrauen Einschaltungen. Die Obergrenze bilden in der Regel ca. 6 m licht-grünlichgraue Tonmergelsteine mit wenigen braunroten Lagen an der Basis. Im hangenden Bereich treten einzelne härtere, kieselig-dolomitische Bänke auf.

Der Obere Steinmergelkeuper zeichnet sich durch einen höheren Dolomitgehalt aus und ist häufiger durch Einschaltung zahlreicher harter Steinmergelbänke untergliedert (Abb. 7). Die vorherrschende Farbe ist grau mit Übergängen zu hell- und dunkelgrau oder grünlichgrau. Auffallend ist die meist mehr oder weniger senkrechte Klüftung, deren Flächen kalzitisch verheilt sind. Ein weiteres Kennzeichen der Abfolge sind wenige Zentimeter mächtige, schwarze, schiefrig-blättrige Tonsteinlagen, die zwischen den grauen Tonmergelsteinen eingeschaltet sind; sie bilden nach SANDER (1977: 95) den „Beller Horizont“. In einzelnen Aufschlüssen ist möglicherweise die „Dohlenberg-Bank“ (nach KÜHL 1957: 57) nachgewiesen; sie stellt die Obergrenze eines Abschnittes innerhalb des Oberen Steinmergelkeupers dar, der mit dem „Beller Horizont“ beginnt. Nach SANDER (1977: 95) besteht die in der Regel fossilreiche Bank aus kalkig-dolomitischen, steinmergelartigen

Tonsteinen, die Reste von Fischschuppen und Fischzähnen sowie Muschelsteinkernen enthält.

An einer Straßenböschung bei Klüt (R 92 140, H 58 840) hat SANDER (1963: 344) zudem eine fossilführende Lage etwa 5,5 m unterhalb der „Dohlenberg-Bank“ beschrieben, die jedoch nur von lokaler Bedeutung ist. Es handelt sich um „ein scheinbar aus feinem Schalendetritus aufgebautes, sehr festes, kalkig-dolomitisches Bänkchen von 10 – 15 cm mit vereinzelt schlecht erhaltenen, winzigen Bivalven- (*Myophoriopsis?*) und Gastropoden-Steinkernen (*Omphaloptycha?*). Der Schalendetritus erweist sich dabei als Anhäufung winziger, zum Teil leicht gekrümmter, tafeliger Gipskriställchen beziehungsweise deren Pseudomorphosen“. Der Horizont ist im angewitterten Zustand zellig-porös.

In einem weiteren Aufschluß eines ehemaligen Mergelsteinbruches südwestlich des Töberges (R 98 500, H 56 260) konnte SANDER (1977: Taf. 4) auch die „Kreienberg-Bank“ DUCHROW 1968: 651) nachweisen. Sie liegt im höheren Bereich des Oberen Steinmergelkeupers und besteht aus einem grüngrauen flaserigen Tonstein mit sandig-quarzitischen Partien. Sie ist feinkonglomeratisch und führt Fischschuppenreste.

Abgrenzung: An der Basis des Steinmergelkeupers können mehrere Meter braunrote bis dunkelbraunrote, der Roten Wand sehr ähnliche Sedimente stehen; beispielsweise im Aufschluß südlich des Meierberges (R 94 600, H 57 200). Dort spricht jedoch das vorwiegend härtere, scharfkantige, scherbige-eckige oder mit einem muscheligen Bruch zerfallende Gestein für den Steinmergelkeuper. Auch bedingt die jüngere Stufe infolge ihrer größeren Festigkeit gegenüber den Tonsteinen der Roten Wand einen deutlichen Anstieg im Gelände, der ein wichtiges Kriterium bei der Kartierung darstellt. Die Hangengrenze zum Oberkeuper kündigt sich mit dem Einsetzen von sandig-quarzitischen Bänken oder schwarzgrauen milden Tonsteinen an. Zudem bildet der Steinmergelkeuper als Unterlager von Sandsteinen auch ziemlich steile Abfallkanten.

Mächtigkeit: Bezüglich der Mächtigkeit des Steinmergelkeupers schwanken die Angaben im Bereich des Blattgebietes. STILLE & MESTWERDT (1911: 27) gingen von etwa 30 m aus. Sollte dies zutreffend sein, so müßten die Schichten ein sehr steiles Einfallen haben oder von wiederholten Störungen betroffen sein. Nach den Beobachtungen in Aufschlüssen und Bohrungen können hingegen bis zu 70 m Mächtigkeit angenommen werden. Hierbei entfallen auf den Unteren und den Oberen Steinmergelkeuper jeweils etwa die Hälfte der Gesamtmächtigkeit.

Angemerkt sei, daß der Steinmergelkeuper wegen seiner oft sehr guten Klüftigkeit und der Lage über den abdichtenden Schichten der Roten Wand ein wichtiger Grundwasserleiter ist (vgl. Kap. 7.).

Aufschlüsse: Der Steinmergelkeuper ist im Blattgebiet am häufigsten aufgeschlossen, da seine harten Steinmergel früher vielfach als Wegebaumaterial Verwendung fanden. Größere Vorkommen, die mit ziemlicher Sicherheit dem Unteren Steinmergelkeuper angehören, sind im folgenden zusammengestellt:

- aufgelassene Mergelsteingrube nordwestlich des Meierberges (R 94 330, H 57 590)
- Wegrandböschung nordwestlich des Meierberges (R 94 100, H 57 910)
- Mergelsteingrube nordöstlich von Trophagen (R 90 970, H 62 750)
- Tonsteingrube südöstlich des Rotenberges (R 91 710, H 60 105)
- Mergelsteingrube westlich des Limberges (R 91 215, H 61 150)
- Mergelsteingrube in Barkhausen (R 95 390, H 60 170)

- Mergelsteinbruch an der Schießanlage südlich des Almberges (R 95 350, H 59 200)
- Mergelsteingrube östlich des Meierberges (R 94 900, H 57 480)
- Mergelsteingrube südsüdwestlich von Brüntrup (R 99 435, H 55 580)
- Mergelsteingrube südöstlich des Homberges (R 99 210, H 53 970)
- Mergelsteinbruch südöstlich von Hollhöfen (R 99 980, H 53 710)

Mehrere gute Aufschlüsse aus dem Übergangsbereich Unterer/Oberer Steinmergelkeuper befinden sich:

- an einer Straßenböschung (Straßenkehre) in Klüt (R 92 140, H 58 840)
- in einer aufgelassenen Mergelsteingrube am Nordhang des Mönkeberges (R 94 890, H 60 470)
- in einem Mergelsteinbruch südlich des Meierberges (R 94 600, H 57 200)
- in einer Mergelsteingrube nördlich Kleinenmarpe (R 99 520, H 60 320) (beschrieben von SANDER 1977: Taf. 4)

Größere Vorkommen, die wahrscheinlich dem Oberen Steinmergelkeuper angehören, sind nachfolgend zusammengestellt:

- Mergelsteinbruch südöstlich von Dehlentrup (R 93 300, H 58 965)
- Mergelsteinbruch östlich vom Sportplatz in Klüt (R 93 080, H 58 720) (siehe Abb. 7, S. 59)
- Mergelsteinbruch nordöstlich von Dehlentrup (R 93 290, H 59 640)
- Mergelsteinbruch östlich des Limberges (R 91 510, H 61 170)
- Mergelsteinbruch in Wahnbeck (R 93 260, H 62 370)
- Tonsteinbruch nordwestlich von Wahnbeck (R 92 920, H 62 660)
- Mergelsteinbruch südöstlich des Wiembecker Berges (R 96 000, H 62 080)
- Mergelsteinbruch südwestlich von Gehrenberg (R 99 350, H 60 880) (beschrieben von SANDER 1977: Taf. 4)
- Mergelsteinbruch nordwestlich des Langen Berges (R 98 565, H 55 130)
- Mergelsteinbruch in Oberschönhagen (R 98 390, H 54 785)
- Wegrandböschung westlich des Homberges (R 98 430, H 54 305)

3.3.3.3. Oberer Keuper (Rhät) (ko)

Zu Beginn des Oberen Keupers erfolgte eine Ingression des Meeres aus nordwestlicher Richtung in das mitteleuropäische Keuper-Becken und führte letztlich zur größten triassischen Meeresausbreitung.

Die Bezeichnungen 'Rhät' oder 'Rhätkeuper', die bislang als Synonyme für 'Oberer Keuper' üblich waren, sollen laut Beschluß vom 18./19.2.1977 der Subkommission Perm/Trias der Stratigraphischen Kommission der DUGW (Deutsche Union der Geowissenschaften) nicht mehr für den Oberen Keuper Deutschlands verwendet werden, da die stratigraphische und fazielle Definition des Rhäts am locus typicus, den Rhätischen Alpen, revisionsbedürftig ist.

Gesteine: Die Ablagerungen des Oberkeupers bestehen an ihrer Basis vorwiegend aus stark verkieselten, hellgrauen Sandsteinen. Innerhalb der Gesamtabfolge herrschen jedoch dunkel- bis schwarzgraue tonige Gesteine vor, in die sich zum Hangenden hin erneut sandig-schluffige Lagen einschalten.

Hinsichtlich einer Gliederung des Oberen Keupers hat es zahlreiche Versuche gegeben (u.a. SCHOTT 1942, DUCHROW 1968, SCHICKOR 1969, WILL 1969), die die Schwierigkeiten einer stratigraphischen Ordnung der vorwiegend klastischen Ablagerungen – bei Fossilarmut und relativ raschen Fazies-Wechseln auf engstem Raum – aufzeigen. Im Blattgebiet läßt sich die Gesteinsserie des Oberkeupers nur als ein einheitlicher Komplex kartieren, da die wenigen Aufschlüsse keine im weiteren Gelände verfolgbaren Faziesgrenzen erkennen lassen (vgl. Tab. 9).

Aufgrund der Gesteinsausbildung in den Aufschlüssen kann man für den Blattbereich eine tiefere sandige Fazies von einer höheren tonigen Fazies unterscheiden. In Anlehnung an KNAUFF (1978: 37) soll dabei vom „Hauptsandstein“ und „Rhät-Tonstein“ gesprochen werden. Die dritte Folge, der „Glimmersandstein“, konnte im Blattgebiet Detmold nicht nachgewiesen werden. Sandsteine dieser Zone werden wahrscheinlich durch den jüngeren „Rhät-Tonstein“ vertreten, da hier mehrfach quarzitische Sandsteinhorizonte in den sonst blättrigen Tonsteinen eingeschaltet sind.

Der Hauptsandstein bildet mit nur wenigen Metern (2 – 12 m) die Basis des Oberkeupers. Trotz dieser geringen Mächtigkeit findet er sich nicht nur auf vielen Bergkämmen, sondern

Tabelle 9
Gliederung des Oberen Keupers

	SCHOTT (1942) Nordwest- deutschland	DUCHROW (1968) Südost-Lippe		SCHICKOR (1969) Lippe	WILL (1969) Nordwest- deutschland	Blatt Detmold	
Unterer Lias	marine Pylonoten-Schichten	Pylonoten-Schichten		Lias	Pylonoten- Schichten	Pylonoten- Schichten	Unterer Lias
	obere Oberrät- schiefer	Präplanorbis-Schichten		Oberrät	Präplanorbis- Schichten	(Präplanorbis- Schichten)	
Oberer Keuper	Oberrätsandstein	Glimmersandstein			Triletes- Schichten	(Rhät- Tonstein)	Oberer Keuper
	untere Oberrätschiefer	Rhätschiefer-Gruppe	Obere Rhättone				
	obere Mittlrätschiefer		Untere Rhättone				
	Mittlrätsandstein		Quarzitschiefer				
			Vallentruper Horizont				
	untere Mittlrätschiefer	Basalquarzit- Gruppe	Hauptsandstein- Region		Mittel- rät	Contorta- Schichten	
	Pyritsandstein- Region		Unterrät				
Mittl. Keuper	Unterrät Steinmergelkeuper	Oberer Steinmergelkeuper		Stein- mergelkeuper	Postera- Schichten	Steinmergel- keuper	Mittlerer Keuper

als Lesestein auch in weiten Bereichen des Meinberger Grabens. Die vorwiegend quarziti-schen Sandsteine sind hellgrau, grünlichgrau oder braungrau und erscheinen oft feinge-bändert. Sie verwittern bräunlich oder tragen braune eisenschüssige Streifen. Das klasti-sche Material ist fein-, seltener mittelkörnig; es kommen auch Schluffsteine und reine Quarzite vor. Die Sandsteine sind plattig bis dünnbankig ausgebildet, können aber zu mächtigeren Bankfolgen zusammengeschlossen sein. Einzelne Lesesteine erreichen dabei Ausmaße von etwa 10 m³, bei einer Bankmächtigkeit von 2 m, wie zum Beispiel die sogenannten Opfersteine südöstlich von Diestelbruch (R 97 125, H 54 800 und R 97 415, H 54 350). In den Sandsteinkomplex können sich ganz unregelmäßig Lagen von grauen bis schwarzgrauen Tonsteinen einschalten. An der Basis des Hauptsandsteins konnten im Mergelsteinbruch südwestlich des Töberges (R 98 500, H 56 260) konglomeratische Bän-ken mit kleinen Geröllen von Ton- und Mergelsteinen beobachtet werden. Der Aufschluß in der Wegrandböschung westlich des Homberges (R 98 330, H 54 320) führte in einer Sandsteinbank kleinste Kohlestückchen in Form von Schlieren und Schmitzen. Eine weite-re Besonderheit des Sandsteins sind weiße Kaolinfunken, die aus umgewandeltem Feld-spat entstanden, sowie winzige Pyriteinlagerungen. Recht häufig ist auch Schrägschich-tung zu beobachten, ferner eine intensive Klüftung des Gesteins.

Der Rhät-Tonstein ist mit fast 60 m Mächtigkeit die Hauptgesteinsfolge im Oberen Keu-per. Möglicherweise entsprechen die oberen 10 m mit der Zunahme an Sandsteineinschal-tungen dem „Glimmersandstein“ von KNAUFF (1978) im Gebiet von Blatt 3918 Bad Salz-ufeln. Trotz der großen Mächtigkeit gibt es nur wenige Vorkommen im Blattgebiet, bei denen das verwitterungsanfällige, weiche Gestein aufgeschlossen ist.

Der Rhät-Tonstein besteht aus mittelgrauen bis grauschwarzen milden, blättrigen, in der Regel carbonatfreien Tonsteinen, in die sich dünne, feingeschichtete, quarzitisches Sand- und Schluffsteinbänkchen in wechselnden Abständen einschalten. Gelegentlich enthalten die Tonsteine Lagen von Toneisensteingeoden. Die sandigen Horizonte zeigen auf Kluft-flächen und in kleinen Hohlräumen zuweilen rostbraune Beläge, die auf Pyritgehalt hin-weisen, der zu Eisenhydroxid verwittert ist. Seltener finden sich auch winzige Pyritkügel-chen, die nach WILL (1969: 114) vorwiegend im unteren Rhät-Tonstein auftreten. Im han-genden Bereich wechsellagern sandarme, zum Teil härtere Tonsteine mit feinkörnigen, grauen, quarzitisches Sandsteinen, die teilweise glimmerführend sind.

Fossilien: An Mikrofossilien konnten in zahlreichen Einzelproben aus Bohrungen folgende Formen mit zum Teil typischen Bestandteilen des Rhät-Tonsteins gefunden wer-den (Bestimmungen: W. KNAUFF, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.):

Foraminiferen:

Ammodiscus incertus (D'ORBIGNY)
Annulina metensis TERQUEM
Glomospira gordialis RZEHAK
Trochammina inflata (MONTAGU)

außerdem:

Echiniden-Stachelrest
pyritisierte Gastropoden und Lamellibranchiaten
Fischzähne vom Kegelzähntypus
Pflanzenreste

Abgrenzung und Mächtigkeit: Der Obere Keuper hebt sich mit seinen psam-mitischen Sedimenten im unteren Abschnitt deutlich von den chemisch-klastischen Ablau-

gerungen des Steinmergelkeupers ab. Die basalen quarzitischen Sandsteine bedingen durch ihre größere Härte und Verwitterungsbeständigkeit morphologisch deutliche Stufen und bilden vielfach die höchsten Erhebungen einzelner Bergkuppen, wie etwa am Trophagener Berg, am Dasberg, Limberg, Mönkeberg, Apenberg, Meierberg, Schäferberg und am Langen Berg. Seltener tragen die Schichtrücken der Sandsteine an manchen Stellen auch noch die weichen Tonsteine der jüngeren Abfolge, soweit durch Verebnungen oder plane Lagerung die Bedingungen dafür gegeben sind. Als Beispiel sei das Vorkommen am Knick, nördlich von Altenkamp, genannt. Die Mächtigkeit des Oberkeupers kann bis zu 70 m betragen.

Aufschlüsse: Folgende Aufschlüsse gehören wahrscheinlich dem Hauptsandstein des Oberen Keupers an:

- kleiner Steinbruch südwestlich von Gehrenberg (R 99 360, H 60 950)
- Steinbruch auf der Höhe 184,2 m nördlich von Kleinenmarpe (R 99 595, H 60 385)
- Steinbruch auf dem Knick nordöstlich von Altenkamp (R 98 260, H 58 935)
- Steinbruch auf dem Langen Berg (R 98 920, H 54 885)
- Steinbruch östlich von Hülßen (R 97 550, H 55 080)
- Steinbruch auf der Höhe 288,4 m südöstlich von Hülßen (R 97 490, H 54 560)
- Steinbruch südöstlich von Fissenknick (R 98 835, H 52 400)

Aufschlüsse im Rhät-Tonstein finden sich besonders im nördlichen Teil des Meinberger Grabens, etwa zwischen Obernhausen und dem Wirtshaus Ortmühle:

- aufgelassene Tonsteingrube in Obernhausen (R 96 850, H 59 000)
- aufgelassene Tonsteingrube östlich von Biesen (R 96 910, H 59 610)

weitere kleinere Vorkommen:

- Kleinenmarpe, Wegrandböschung (R 99 670, H 59 860)
- am Knick, alte Grube (R 98 230, H 58 900)
- in Oberschönhagen, Wegrandböschung (R 98 330, H 54 320)

STILLE & MESTWERDT (1911: 28) beschreiben die Rhät-Tonsteine auch von einem Wald-randaufschluß südwestlich des Teuthofs in Hiddesen (R 90 010, H 53 650). Eine Sondier-bohrung erreichte dort unter 2,5 m Fließerde (Hangschutt des Osning-Sandsteins) einen stark schluffigen, dunkelgrauen bis schwarzgrauen Tonstein, der mit ziemlicher Sicherheit eine Ablagerung des Oberkeupers ist.

3.4. Jura

Das Jura-Becken schließt sich räumlich mit nur geringfügigen Veränderungen der Meerestransgression am Ende des Oberkeupers an. Die Rheinische Masse bleibt Festlands-block, das Beckentiefste befindet sich im nördlichen Niedersachsen (HOFFMANN 1949: 123). Entsprechend nimmt die Mächtigkeit der Ablagerungen von Norden nach Süden ab.

Im Blattbereich Detmold war die Jura-Formation ursprünglich in ihrer gesamten Ge-steinsabfolge vorhanden, fiel aber später zum größten Teil der Abtragung zum Opfer. Die Restvorkommen jurassischer Sedimente sind aufgrund tektonischer Vorgänge in Graben- und Muldenstrukturen erhalten geblieben. Fast vollständig konnten bisher die Ablagerun-gen des Unteren Juras (Lias) nachgewiesen werden, während vom Mittleren Jura (Dogger) nur ein kleines Vorkommen bekannt ist und der Obere Jura (Malm) gänzlich erodiert wurde.

Hier deuten noch einzelne Schollen auf dem südlichen Nachbarblatt 4119 Horn-Bad Meinberg auf dessen ursprüngliches Vorhandensein (STILLE 1911: 28).

3.4.1. Lias

Die liassischen Sedimente gehören zu den Ablagerungen eines flachen Epikontinentalmeeres, wobei die überwiegend tonige Fazies auf ein ausgeglichenes Relief und ein feuchtes Klima des Festlandes schließen läßt (HESEMANN 1975 a: 199). Neben den recht einförmigen dunkelgrauen Tonsteinen treten in einigen Horizonten auch Kalksteine und Kalksandsteine auf. Meist sind die Ablagerungen jedoch von quartären Lockergesteinen verhüllt, die Mächtigkeiten bis zu 50 m annehmen können, wie zum Beispiel in der Subrosionssenke von Donop (vgl. Kap. 4.1.3.5.3.); in der Regel liegen sie aber im 10-m-Bereich. Das mächtige Auflager an Lockersedimenten über den mesozoischen Gesteinen verhinderte – auch unter der Berücksichtigung, daß keine Tiefbohrungen vorhanden waren – das Erkennen der ausgedehnten Lias-Verbreitung im Blattgebiet. Erst durch eine große Anzahl von Bohrungen, angesetzt zur Grundwassererschließung, sowie durch kartierbegleitende Bohrungen, die das Geologische Landesamt Nordrhein-Westfalen durchführte, konnten weitere Lias-Vorkommen erfaßt werden.

Die bis etwa 1970 bekannte Verbreitung des Juras war auf die Vorkommen innerhalb der Osning-Zone sowie zwischen Wilberg und Vahlhausen und einen kleinen Ausstrich bei Wörfeld beschränkt. Neuere Bohrungen haben zunächst eine nördliche Fortsetzung der Lias-Verbreitung am Westrand des Meinberger Grabens bis nahe Oberwiembeck erkennen lassen („Wilberg - Barkhausener Lias-Graben“; BECKER 1973: 51). Eine zweite Grabenstruktur mit liassischen Sedimenten konnte später auch bei Oberschönhagen nachgewiesen werden („Oberschönhagener Lias-Graben“; KLOSTERMANN 1975: 57). Des weiteren wurden Lias-Ablagerungen bei Oettern-Bremke in nur geringer Tiefenlage (< 2 m) erfaßt. Sie konnten in östlicher Richtung bis nahe Dehlentrup verfolgt werden. Bohrungen in und um Brüntrup sowie westlich von Donop durchteuften auch hier zwei bisher nicht bekannte Lias-Vorkommen (vgl. Taf. 2 in der Anl.).

Wichtigstes Hilfsmittel zur stratigraphischen Einstufung der Bohrproben waren mikropaläontologische Bestimmungen. Eine lithologische Gliederung der Jura-Gesteine konnte nicht vorgenommen werden. Auch ist die Abgrenzung zum Rhät-Tonstein – bei fehlenden kalkigen Einlagerungen – nur mit Hilfe des Fossilinhaltes möglich.

Die Lias-Fauna ist durch eine rasche Entwicklung von Arten und Formen gekennzeichnet, die eine sehr weitgehende Untergliederung der Sedimente in Zonen und Subzonen erlaubt (Tab. 10). Das umfangreiche Bohrmateriale aus den Jura-Vorkommen im Raum Detmold könnte ein nahezu vollständiges Lias-Profil nachweisen.

Bearbeitungen des Lias im lippischen Raum erfolgten bereits in sehr frühen Jahren (MONKE 1888). Nicht zuletzt hatten zahlreiche Mutungen seit der Mitte des 19. Jahrhunderts auf bituminöse Tonsteine (Ölschiefer), unter anderem bei Schling, Mosebeck, Vahlhausen, Barkhausen und Biesen (KENTER 1954: 55), den Anlaß zu genaueren Untersuchungen der Tonsteine gegeben. 1797 war bei Beerentrup zudem nach (?) Steinkohlen geschürft worden, und es wird von „drei kleinen Steinkohlenlagern im Lias von ½ bis 1 Zoll Mächtigkeit“ berichtet (KENTER 1954: 46); 1 lippischer Zoll = 2,413 cm (VERDENHALVEN 1968). Möglicherweise handelt es sich hier um Posidonien-schiefer (Unteres Toarc, vgl. Kap. 3.4.1.3.), die wegen ihres Bitumengehaltes brennbar sind und durch ihre schwarze Farbe oft mit Steinkohlen verwechselt wurden.

Schichten des Unteren Lias zwischen Wilberg und Vahlhausen enthalten mitunter auch Knollen von Schwefelkies (KENTER 1954: 36).

Die gesamte Mächtigkeit des Lias wird auf etwa 240 m geschätzt.

3.4.1.1. Unterer Lias (Jlu)

Ablagerungen des Unteren Lias sind im Blattgebiet in einem einzigen kleinen Aufschluß etwa 100 m südöstlich von Beerentrop (R 96 200, H 52 510) zugänglich gewesen. Hier stehen ca. 50 cm eines stark schluffigen grauen bis dunkelblaugrauen Tonsteins an, der teilweise sehr hart und kieselig ist und splittrig bis plattig zerfällt. Als Lesesteine fanden sich auf einem Feld nördlich von Wilberg graue bis schwarzgraue sandige Kalksteine, die den Psilonoten-Schichten zuzurechnen sind. Solche faziellen Abweichungen in Form kalkiger und sandiger Sedimente spiegeln im Unteren Lias mittellräumige Differenzierungen – wie geringere Wassertiefe oder stärkeres Bodenrelief – wider, im Gegensatz zum Mittleren oder besonders zum Oberen Lias mit seinen gleichförmig verbreiteten Gesteinen.

Tabelle 10
Gliederung des Lias

				Zonenfossilien		
Hangendes: Dogger (Mittlerer Jura)						
Oberer Lias	Toarc	Oberes		Lias ζ_3	<i>Dumortieria levesquei</i> (D' ORBIGNY)	
				Lias ζ_2	<i>Grammoceras thoursense</i> (D' ORBIGNY)	
				Lias ζ_1	<i>Haugia variabilis</i> (D' ORBIGNY)	
		Unteres		Lias ϵ_2	<i>Hildoceras bifrons</i> (BRUGUIÈRE) <i>Harpoceras falcifer</i> (SOWERBY)	
				Lias ϵ_1	<i>Dactylioceras tenuicostatum</i> (YOUNG & BIRD)	
Mittlerer Lias	Pliensbach	Domer	Oberes	Lias δ_2	<i>Pleuroceras spinatum</i> (BRUGUIÈRE)	
			Unteres	Lias δ_1	<i>Amaltheus margaritatus</i> (DE MONTFORT)	
		Carix	Lias γ_3	<i>Prodactylioceras davoei</i> (SOWERBY)		
			Lias γ_2	<i>Tragophylloceras ibex</i> (QUENSTEDT)		
			Lias γ_1	<i>Phricodoceras taylori</i> (SOWERBY)		
Unterer Lias	Sinemur	Oberes		Lias β_3	<i>Echioceras raricostatum</i> (ZIETEN)	(vermutlich fehlend)
				Lias β_2	<i>Oxynoticeras oxynotum</i> (QUENSTEDT)	
				Lias β_1	<i>Asteroceras obtusum</i> (SOWERBY) <i>Euasteroceras turneri</i> (SOWERBY)	
		Unteres		Lias α_3	<i>Arnioceras semicostatum</i> (YOUNG & BIRD) <i>Arietites bucklandi</i> (SOWERBY)	
	Hettang	Oberes	Lias α_2	<i>Schlotheimia angulata</i> (SCHLOTHEIM)		
Unteres		Lias α_1	<i>Psiloceras planorbis</i> (SOWERBY)			
Liegendes: Rhät-Tonstein (Oberer Keuper)						

Gesteine: Der Untere Lias umfaßt eine mächtige Folge dunkelgrauer bis schwarzgrauer, überwiegend toniger Gesteine, die gelegentlich schluffig und hart sein können, oft aber zu einem kleinplattigen oder blättrigen Haufwerk zerfallen. Sie führen Lagen grauer bis bläulichgrauer harter, sandiger Kalksteine, die mitunter Pyritfünkchen in feinverteilter Form aufweisen. Auch sind Einschaltungen von Toneisensteingeoden beobachtet worden. An der Rhät-Tonstein-/Lias-Grenze tritt vereinzelt ein Sandsteinhorizont auf, der besonders durch eine ausgeprägte Kleinrippelschichtung gekennzeichnet ist und zumeist eine Muschelfauna enthält.

Trotz fehlender Aufschlüsse verraten liassische Ablagerungen ihr Vorhandensein oft dadurch, daß sie infolge ihrer Wasserundurchlässigkeit das Gelände feucht und sumpfig werden lassen, wie etwa unterhalb des Waldweges östlich vom Kleinen Hünenring bei Hiddesen.

Die nachfolgenden Angaben zur Gesteinspetrographie und zum Fossilinhalt liassischer Sedimente entstammen den Bohrproben oder gehen auf Beobachtungen von STILLE & MESTWERDT (1911) zurück. Stratigraphisch wird der Untere Lias in Hettang und Sinemur untergliedert.

Fossilien: An Fossilien konnten folgende Arten bestimmt werden, ohne daß eine weitergehende Zuordnung innerhalb des Unterlias möglich war (Bestimmungen: W. KNAUFF, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.):

Nodosaria simplex (TERQUEM)
Bairdia cf. *hilda* JONES
Gaudryina gradata BERTHELIN
Polycope sp.
Haplophragmoides

Die Mächtigkeit des Unteren Lias beträgt ca. 120 m.

3.4.1.1.1. Hettang (jlhu und jlho)

Das Hettang umfaßt die Abschnitte Lias α_1 (Unteres Hettang) und Lias α_2 (Oberes Hettang) der herkömmlichen (QUENSTEDTSchen) Gliederung (s. Tab. 10). Beide Ammonitenzonen sind im Blattgebiet Detmold in Bohrungen nachgewiesen. Das Hettang wird von schwarzgrauen blättrigen Tonsteinen und grauen sandigen Kalksteinen gebildet. Seine Mächtigkeit beträgt etwa 50 m.

Unteres Hettang (jlhu)

Das Untere Hettang (= Lias α_1 = Pylonoten-Schichten = *planorbis*-Zone) wird an seiner Basis von einem geringmächtigen, grauen, ockerbraun verwitternden, dolomitischen Sandsteinhorizont mit Kleinrippelschichtung und Muschelabdrücken aufgebaut. Der Sandstein ist in einer Bohrung bei Wörfeld nachgewiesen und wurde bereits von STILLE & MESTWERDT (1911: 30) als Jura-Ablagerung erkannt. Ausschlaggebend ist das massenhafte Auftreten von Schalenabdrücken der Art *Liostrea sublamellosa* (DUNKER), die ihre Hauptverbreitung im untersten Lias hat. Der Sandstein, der im lippischen Raum bisher nur sehr selten beobachtet worden ist und in der Vergangenheit zumeist dem Oberen Keuper zugerechnet wurde, ist fein- bis mittelkörnig, teilweise plattig, durch tonige Einschaltungen feingebändert und hat auf seinen Schichtflächen helle Glimmerblättchen. Fossilführung und Carbonatgehalt unterscheiden diesen Sandsteinhorizont vom Glimmersandstein des

Oberkeupers. In dem Vorkommen bei Wörfeld bildet er als Härtling einen kleinen Höhenrücken. Nach Mitteilung von HOFFMANN (in DUCHROW 1968: 646) könnte diese Schicht mit der charakteristischen Muschelfauna „unter Umständen ein Äquivalent der 'Pre-Planorbis-Beds' sein“. Über dem Sandstein lagern vorwiegend sandige Tonsteine, in denen neben Foraminiferen, Muscheln und Schnecken als Leitmineral auch Pyrit in Feinstkugelform vorkommen kann. Diese Aggregate entstanden möglicherweise unter Mitwirkung von Mikroorganismen, die sekundär pyritisiert sind. Nach WILL (1969: 146) treten sie im Mittleren Oberkeuper aber auch im marinen Unterlias auf (Prä-*planorbis*-Schichten).

In seinem höheren Abschnitt besteht das Untere Hettang aus dunkel- bis schwarzgrauen blättrigen Ton- bis Tonmergelsteinen, die gelegentlich schwach bituminös sind, und aus grauen, sandigen, nur wenig mächtigen (< 15 cm) Kalksteinen. Die Carbonatlagen können im Gelände kleinere Rippen bilden, wie etwa auf dem Feld nördlich von Wilberg am Südrand des Blattgebietes.

Im Lias-Graben zwischen Wilberg und Vahlhausen bilden die Pylonoten-Schichten die östliche Grenze gegen den Oberkeuper, jedoch mit einem Verwerfungsbetrag von ca. 70 – 100 m.

An Megafossilien, die sich vorwiegend in den Kalksteinen fanden, wurden von MESTWERDT (1909: 187) folgende Arten bestimmt:

Lima gigantea SOWERBY
Lima pectinoides SOWERBY
Pecten subulatus MÜNSTER
Psiloceras johnstoni SOWERBY
Psiloceras planorbis (SOWERBY)
Pentacrinus psilonoti QUENSTEDT
Rhynchonella variabilis VON SCHLOTHEIM

W. KNAUFF (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) bestimmte in den tonigen Ablagerungen die nachfolgende Mikrofauna. Das Untere Hettang läßt sich dabei in Bohrprofilen durch eine deutliche Verarmung an echten Lias-Fossilien – vor allem an Ostracoden – nachweisen:

Foraminiferen:
pyritisierte Textularien und Globigerinen

Ostracoden:
Healdia aspinata DREXLER
Ostracodenklappen

außerdem: Echinodermenreste, unter anderem Ophiurenreste

Die Mächtigkeit des Unteren Hettangs beträgt ca. 20 m. Vorkommen mit Kalksteinbänken der Pylonoten-Schichten befanden sich nach MESTWERDT (1909: 188):

- in einem Steinbruch östlich des Schäferberges (R 96 150, H 54 240)
- in dem kleinen Hohlweg, der von Vahlhausen zu einem Nebenbach der Mosebecke führt (R 96 140, H 56 560)
- in der rechten Uferböschung unterhalb von Dalsheide (R 96 540, H 56 560)

Oberes Hettang (jilho)

Das Obere Hettang (= Lias α_2) wird von dunkelgrauen und schwarzen Tonsteinen gebildet, die teilweise mergelig sind, in der Regel sandfrei, aber auch schluffige und feinsandige Zwischenlagen führen können. Sie enthalten zudem Einlagerungen grauer, feinsandiger

Carbonatgesteine, die den Pylonoten-Kalksteinen petrographisch sehr ähnlich sind. In ihrer Gesamtheit werden diese jedoch kaum mehr als 2 m mächtig. Die dunklen Tone führen gelegentlich Horizonte mit Toneisensteingeoden und Pyritknollen. Bedingt durch ihre Härte bilden die kalkigen Einlagerungen des Oberen Hettangs eine kleine, stellenweise deutlich wahrnehmbare Schwelle im Gelände; man kann sie unter anderem südlich der Straße bei Leistrup auf dem Ackerland auf einer kurzen Strecke verfolgen.

W. KNAUFF (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) bestimmte aus den Bohrproben pelitischer Ablagerungen die folgende Mikrofauna. Dabei sprechen – neben dem Auftreten des Zonenleitfossils – die große Zahl glattschaliger Ostracoden bei gleichzeitig geringer Foraminiferenfauna für eine Einstufung in das Obere Hettang:

Foraminiferen:

Dentalina vetustissima D'ORBIGNY
Involutina liassica (JONES)
Lenticulina inaequistriata (TERQUEM)

Ostracoden:

Ogmoconchella aspinata (DREXLER)
Ogmoconcha hagenowi DREXLER
Bairdia cf. *crassa* DREXLER
Healdia aspinata DREXLER
Procytheridea medioreticulata MICHELSEN
Ostracode 108 KLINGLER
Ostracodenklappen

außerdem:

Schlotheimia angulata densicostata LANGE
pyritisierte Gastropoden
Echinodermereste, unter anderem Ophiurenreste

In den Kalksteinen, die seinerzeit am Ufer des kleinen Teiches „auf dem Berghahnschen Hofe in Leistrup“ (R 96 170, H 55 030) aufgeschlossen waren, konnte MESTWERTDT (1909: 189) ebenfalls zahlreiche Fossilien aufsammeln:

Schlotheimia angulata VON SCHLOTHEIM
Liostrea sublamellosa DUNKER
Plicatula sarcinula GOLDFUSS
Pecten subulatus MÜNSTER
Lima gigantea SOWERBY
Lima pectinoides SOWERBY
Leda renevieri OPPEL
Macrodon pullus TERQUEM
Astarte obsoleta DUNKER
Cardinia listeri SOWERBY
Gresslya liasina SCHÜBLER
Unicardium cardioides (PHILLIPS)
Rhynchonella variabilis VON SCHLOTHEIM
Pentacrinus sp.

Die Kalksteine waren zuweilen von Muschelbruchstücken gänzlich erfüllt, so daß sie den angewitterten Stücken eine raue Oberfläche verliehen.

Die Mächtigkeit des Oberen Hettangs kann bis zu 30 m betragen.

3.4.1.1.2. Sinemur (Jlsu und Jlsu)

Der sechs Ammonitenzonen umfassende obere Teil des Unteren Lias wird in ein Unteres Sinemur (Lias α_3) und ein Oberes Sinemur (Lias β_{1-3}) gegliedert. Da für den höheren

Abschnitt keine Leitfossilien gefunden wurden, kann nicht davon ausgegangen werden, daß alle Zonen im Blattgebiet vorhanden sind. Nach HOFFMANN (1962: 120) fehlt in ganz Nordwestdeutschland der obere Teil des Oberen Sinemurs (etwa obere *oxynotum*- und *raricostatum*-Zone).

Bei den Ablagerungen handelt es sich um dunkle Tonsteine mit Einschaltungen dickbankiger, bläulichgrauer Kalksteine. Eine petrographische Unterscheidung vom Hettang ist nicht möglich; allein die Zusammensetzung der Fauna bietet ein Unterscheidungskriterium. Die Mächtigkeit des Sinemurs wird auf 70 m geschätzt.

Unteres Sinemur (Jlsu)

Die Schichtenfolge, die in das Untere Sinemur (Lias = α_3) gestellt werden muß, erhält ihr Gerüst durch bläulichgraue, dickbankige Kalksteine, die häufig Exemplare von *Gryphaea arcuata* LAMARCK (Gryphitenkalk) führen. Die einzelnen Bänke können bis zu 60 cm mächtig sein und einen geringen Feinsandgehalt aufweisen. Infolge ihrer großen Festigkeit bilden sie einen deutlichen Anstieg im Gelände, der unter anderem auf der Anhöhe bei Beerentrup oder in Döringsfeld, südwestlich von Leistrup, zu beobachten ist. Das Hauptgestein im Unteren Sinemur sind dunkelgraue, fast schwarze, dickschichtige oder blättrige Tonsteine.

W. KNAUFF (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) konnte in den Tonsteinen eine umfangreiche Mikrofauna bestimmen, die neben typischen Formen wie *Involutina liassica* (JONES) auch die leitende Art *Bythocypris elongata* (TATE & BLAKE) enthielt. Generell wird das Bild der Mikrofauna im Unteren Sinemur vielfältiger, wobei besonders die Anzahl lagenider Foraminiferen zunimmt (KNAUFF 1978: 46). Folgende Arten konnten bestimmt werden:

Foraminiferen:

Dentalina matutina D'ORBIGNY
Dentalina vetustissima D'ORBIGNY
Dentalina terquemi D'ORBIGNY
Dentalina varians TERQUEM
Nodosaria columnaris FRANKE
Nodosaria nitidana (BRAND)
Pseudoglandulina multicostata (BORNEMANN)
Fronicularia sulcata BORNEMANN
Fronicularia terquemi D'ORBIGNY
Lingulina tenera pupa (TERQUEM)
Lingulina tenera tenera BORNEMANN
Marginulina prima D'ORBIGNY
Marginulina simplex (TERQUEM)
Lenticulina inaequistriata (TERQUEM)
Lenticulina (Lent.) *münsteri* (ROEMER)
Lenticulina (Lent.) *variens* (BORNEMANN)
Ammodiscus incertus D'ORBIGNY
Ammodiscus sp. A
Ammodiscus sp. B
Involutina liassica (JONES)
Trochammina nana BRADY

Ostracoden:

Bairdia cf. *crassa* DREXLER
Bythocypris elongata (TATE & BLAKE)
Healdia aspinata DREXLER
Ogmoconchella aspinata (DREXLER)
Ogmoconcha hagenowi DREXLER
Procytheridea betzi KLINGLER & NEUWEILER
Ostracode 108 KLINGLER

außerdem:

Fischwirbel
Ophiurenreste
Echinidenstacheln und Pentacrinusstielglieder
skulptierte Turmschnecken
Gastropoden- und Lamellibranchiaten-Steinkerne

Neben den Ton- und Kalksteinen wurden bei Döringsfeld braunrote, eisenschüssige, mürbe, fein- bis mittelkörnige Sandsteine gefunden, die das Leitfossil *Arietites bucklandi* (SOWERBY) enthielten (KLOSTERMANN 1975: 59). Nordöstlich von Barkhausen (R 96 220, H 60 310) erkannte BECKER (1973: 41) auf einem Feld graublaue bis schwarze Tonsteine, die neben *Oxytoma* sp. auch *Arnioceras geometricum* (OPPEL) führten, ein Fossil, das der *semicostatum*-Zone angehört. An dem Weg, der durch Döringsfeld geht, waren früher Gryphitenkalksteine aufgeschlossen (R 95 950, H 54 550). STILLE & MESTWERDT (1911: 31) bestimmten in ihnen folgende Fauna:

Liostrea sublamellosa DUNKER
Gryphaea arcuata LAMARCK
Avicula inaequivalvis SOWERBY
Pentacrinus tuberculatus MILLER
große Arieten

Das Untere Sinemur hat nach den Bohrergebnissen eine Mächtigkeit von ca. 40 m; MESTWERDT (1909: 190) geht von mindestens 60 m aus.

Oberes Sinemur (Jlso)

Das Obere Sinemur (Lias β_{1-3} = *turneri*- bis *raricostatum*-Schichten) – sicher nachgewiesen nur in einer Bohrung bei Dalsheide (R 96 590, H 56 800) – ist von allen Unterlias-Stufen am tonigsten ausgebildet. Im Blattgebiet ist lediglich der tiefere Teil des Lias β nachgewiesen, etwa bis zur unteren *oxynotum*-Zone. Die Gesteinsausbildung kann nur aus einigen Bohrproben beschrieben werden. Danach gehören diesem Zeitabschnitt dunkelgraue bis schwarzgraue Tonsteine an, die teilweise schwach pyritartig sind. Der paläontologische Nachweis ist anhand von Lias β -Riesenammodiscen im Sinne WICHERS erbracht sowie durch das Auftreten skulptierter Ostracoden der Gattung *Procytheridea*. W. KNAUFF (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) konnte aus mehreren Bohrungen folgende Mikrofauna bestimmen:

Foraminiferen:

Dentalina matutina D'ORBIGNY
Nodosaria columnaris FRANKE
Fronicularia sulcata BORNEMANN
Lingulina tenera tenera BORNEMANN
Marginulina prima D'ORBIGNY
Vaginulina listi (BORNEMANN)
Ammodiscus incertus D'ORBIGNY
Ammodiscus sp. A
Involutina liassica (JONES)
Involutina sp.
Trochammina nana BRADY
Trochammina sp.
großwüchsige Ammodiscen im Sinne WICHERS

Ostracoden:

Healdia aspinata DREXLER
Procytheridea betzi KLINGLER & NEUWEILER
Procytheridea triebeli KLINGLER & NEUWEILER

außerdem:

Gastropoden- und Lamellibranchiatensteinkerne
Echinodermenreste

Die Mächtigkeit des Oberen Sinemurs kann bis zu 30 m betragen.

3.4.1.2. Mittlerer Lias (Pliensbach) (jlp)

Ablagerungen des Mittleren Lias (= *numismalis*-Schichten und Amaltheen-Ton = Lias γ - δ = Carix und Domer) konnten nur in einer Bohrung nordöstlich des Kleinen Hünenringes bei Hiddesen (R 89 875, H 53 420) nachgewiesen werden. Diese Bohrung erlaubte durch ihren Fossilinhalt eine Gliederung in Carix und Unteres Domer (Lias δ_1). Die Ausbildung der Gesteine ist ähnlich denen des Unterlias. Es treten graue und dunkelgraue bis schwarzgraue Tonsteine auf, die teilweise einen geringen Carbonatgehalt besitzen und reich an feinverteiltem Pyrit sind. An Fossilien bestimmte W. KNAUFF (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) folgende Leitformen für das Carix:

Foraminifere:

Dentalina tenuistriata TERQUEM

Ostracoden:

Ogmoconcha contractula TRIEBEL

Ostracode 513 WICHER

außerdem:

Ammonitenbruchstücke

Seeigelstacheln

Gastropoden und Lamellibranchiaten

Die Bohrproben, die dem Unteren Domer zugerechnet werden, enthalten eine verhältnismäßig arme Mikrofauna. Auffallend sind allerdings viele großwüchsige Ammodiscen und Glomospiren neben einer größeren Menge völlig pyritisierter Gastropoden und Lamellibranchiaten. Einzelne Ostracoden gehörten zur Art Ostracode 91 KLINGLER. W. KNAUFF (mdl. Mitt.) vergleicht diese Mikrofauna mit Proben, die in dieser Zusammensetzung im Unteren Domer aus der Herforder Lias-Mulde bekannt sind.

Aus Vergleichen mit den Nachbargebieten muß für den Mittleren Lias eine Mächtigkeit von bis zu 100 m angenommen werden.

3.4.1.3. Oberer Lias (Toarc) (jlt)

Ähnlich wie das Obere Sinemur und das Pliensbach ist auch der Obere Lias (= Posidonien- und *jurensis*-Schichten = Lias ϵ - ζ) im Blattgebiet bisher nur in Teilen unter mehr als 2 m mächtiger quartärer Bedeckung nachgewiesen.

Die Fazies des „Posidonien-schiefers“ bezeichnet in Mitteleuropa eine extreme Zeit der Ruhe und Stagnation in der Epirogenese des Lias-Meeres. Das bisherige Frischwassermilieu schlug in eines des Stillwassers um und führte zu einer Sauerstoffverarmung. In einem zwischen Gytta und Faulschlamm pendelnden euxinischen Milieu entstanden so kalkhaltige, bituminöse Tonsteine mit zum Teil feiner und gradierter Schichtung (HESEMANN 1975 a: 205).

Gesteine: STILLE & MESTWERDT (1911: 31) bestimmten dunkelgraue, etwas bituminöse Tonsteine mit der charakteristischen Fauna

Posidonomya Bronni VOLTZ

Inoceramus dubius SOWERBY

Coeloceras commune SOWERBY

als „Posidonienschiefer“ (Unteres Toarc). Sie konnten diese Ablagerungen seinerzeit „in einem 25 m langen Schurf etwa 300 m östlich des Kleinen Hünenringes“ in Hiddesen und durch Handbohrungen unter quartärer Bedeckung nachweisen. Dunkle Tonsteine wurden auch in einer Baugrube in Schling beobachtet und ließen sich ebenfalls durch Handbohrungen südostwärts weiter verfolgen. Im Gebiet des im Süden anschließenden Blattes 4119 Horn-Bad Meinberg treten im Fortstreichen „Posidonienschiefer“ zutage (STILLE 1911: 24).

Wegen ihres Bitumengehaltes sind die Posidonienschiefer (VON GAERTNER et al. 1968) brennbar. Sie wurden deshalb, auch ihrer schwarzen Farbe wegen, zuweilen mit Steinkohlen verwechselt. Der Gehalt an Bitumen mit bis zu 7 % ist so groß, daß man früher versucht hat, ein „Steinöl“ daraus zu gewinnen. Zahlreiche Mutungen auf bituminöse Schiefer erfolgten auch im Blattgebiet – bei Schling, Mosebeck, Vahlhausen, Barkhausen und Biesen. Gewonnen wurde ein brauchbares Leuchtöl, das aber auf Dauer „die Konkurrenz mit amerikanischem Petroleum nicht aushalten konnte“ (KENTER 1954: 56).

Aus einer Inkohlungskarte der Grenzsichten Oberer Keuper/Lias nach BARTENSTEIN et al. (in DEUTLOFF et al. 1980: 328) geht hervor, daß der Detmolder Raum einen nur geringen Inkohlungsgrad aufweist ($< 1,5\%$ mittleres Reflexionsvermögen). Der Lias ist dort im Braunkohlenstadium erhalten; er war niemals tief versenkt und ist nicht zusätzlich erhitzt worden. Dies kann als Erklärung für die gute Verschwelbarkeit des Posidonienschiefers angesehen werden.

Die Mächtigkeit des Oberen Lias wird im Blattgebiet auf ca. 20 m geschätzt.

3.4.2. Dogger (jd)

Ablagerungen des Doggers konnten von STILLE & MESTWERDT (1911: 32) lediglich in einem Bachanschnitt des Heidenbaches westlich von Hiddesen (R 88530, H 54230) am westlichen Blattrand nachgewiesen werden. Dieser Aufschluß ist heute nicht mehr zugänglich. Neuere Sondierbohrungen unterhalb des Parkplatzes „Unter der Grotenburg“ ergaben eine mehr als 5 m mächtige Fließerde mit Gesteinsschutt des Osning-Sandsteins (Unterkreide); das Hangende des Doggers wurde nicht erreicht.

Die dunklen tonigen Ablagerungen des Doggers zeugen von einer sich fortsetzenden vollmarinen Sedimentation.

Gesteine: Bei den Gesteinen des Bachanrisses (STILLE & MESTWERDT 1911: 32) handelte es sich um dunkelblaue bis dunkelgraue, schwach feinsandige Tonsteine mit zahlreichen Toneisensteingeoden. In ihnen wurde das Leitfossil *Parkinsonia parkinsoni* SOWERBY der *parkinsoni*-Schichten gefunden. Die *parkinsoni*-Schichten gehören dem oberen Bajoc des Mittleren Doggers an. Ältere Dogger-Ablagerungen sind im Blattgebiet bisher nicht nachgewiesen – jüngere Jura-Sedimente fielen der Abtragung zum Opfer.

Fossilien: Im Heidenbachtal, nur wenige Meter bachaufwärts (TK 25: 4018 Lage) vom oben beschriebenen Aufschluß von STILLE & MESTWERDT, erkannten KEILHACK & KRAISS & RENNER (1917: 23) folgende Fauna:

Astarte depressa MÜNSTER
Avicula muensteri BRONN
Cucullaea concinna PHILLIPS
Dentalium elongatum MÜNSTER
Mactra sp.

Die Mächtigkeit des Doggers wird auf 50 m geschätzt.

3.5. Kreide

Die Kreide-Vorkommen in der Südwestecke des Blattgebietes entsprechen in ihrer Verbreitung und Gliederung im wesentlichen der alten Geländeaufnahme von STILLE & MESTWERDT (1911). Die Ablagerungen von Unter- und Oberkreide bauen den Höhenzug des Teutoburger Waldes auf und bilden infolge der unterschiedlichen Härte ihrer Gesteinsschichten parallel verlaufende Kammlinien. Das Plateau der Grotenburg mit dem Altarstein bedecken sandige und sandig-kieselige Sedimente der Unterkreide, die durch mehrere ostwestlich gerichtete Verwerfungen stark gestört sind. Größere Bereiche werden von mächtiger Fließerde überlagert.

Mit Beginn der Unterkreide-Zeit dehnte sich das nordwestdeutsche Meeresbecken auch auf Teile der in ihrem östlichen Bereich seit dem Paläozoikum von marinen Sedimenten freigebliebenen Rheinischen Masse aus. Im Mittelalb (Tab. 11) setzt im mittleren und nordwestlichen Abschnitt des Teutoburger Waldes ein stärkeres Vorgreifen des Meeres über das Münsterländer Festland ein. Der Raum Detmold-Horn bleibt hingegen bis zur ausgehenden Unterkreide ein nach Nordosten gerichteter halbinselartiger Festlandsvorsprung (HENDRICKS & SPEETZEN 1983: 10). Der am Nordrand der Rheinischen Masse diachron abgelagerte Osning-Sandstein umfaßt den Zeitabschnitt vom Oberen Valangin bis zum unteren Alb. Im Raum Detmold gehört er vorwiegend dem Unteralb an (SPEETZEN 1970: 17) und beginnt wahrscheinlich erst mit dem Hauterive, das nach STILLE (1909) durch eine

Tabelle 11
Gliederung der Kreide

		STILLE & MESTWERDT (1911)	Blatt Detmold
Oberkreide	Turon	Ober-	im Blattgebiet nicht vorhanden
		Mittel-	Brogniartipläner
		Unter-	Mytiloidesmergel
			Rotpläner <i>labiatus</i> -Schichten
	Cenoman	Ober-Mittel-	Cenoman-Kalk
		Unter-	Cenoman-Pläner
Unterkreide	Alb	Ober-	Flammenmergel
		Mittel-	Grünsand des Osnings
		Unter-	Osning-Sandstein
	Apt		
	Barrême		
	Hauterive		
	Valangin	Ober-	nicht vorhanden
		Unter-	
	Berrias	nicht vorhanden	

sehr geringmächtige, kondensierte Schicht an der Basis der Sandstein-Folge vertreten ist. Das vordringende Meer reichte bei seiner stärksten transgressiven Bewegung während der tieferen Oberkreide (Cenoman) bis an das nordöstliche Sauerland heran. Kreide-Ablagerungen sind im Blattgebiet bis zu den *lamarcki*-Schichten (Turon) vorhanden.

3.5.1. Unterkreide

Die Fazies der Unterkreide-Sedimente im Blattgebiet wird durch ihre Lage am Rande des Niedersächsischen Beckens bestimmt. Der unmittelbar benachbarte Festlandsblock der Rheinischen Masse machte sich durch sandige Schüttungen ständig bemerkbar. Erst gegen Ende der Unterkreide-Zeit verschwand die so nahe liegende Küste, nachdem das Münsterländer Festland unter dem transgredierenden Meer versank. Damit wandelte sich auch die Fazies über sandige und sandig-tonige Schichten zu mergelig-kalkigen Sedimenten der Oberkreide.

Die unterkretazische Schichtenfolge setzt sich im Blattgebiet aus drei lithostratigraphischen Einheiten zusammen. Das unterste Schichtenglied besteht aus einer mehr oder weniger geschlossenen, küstennahen Sandfazies, dem Osning-Sandstein, der im Teutoburger Wald landschaftsprägend wirkt. Er wird überlagert vom tonig-glaukonitischen Grünsand, der ein Sediment des Schelfbereiches ist (HENDRICKS 1979: 117). Darüber folgt der stark verkieselte Flammenmergel, der aufgrund seiner Ausbildung im Detmolder Raum ebenfalls eine nur geringe Küstenferne anzeigt.

Die Mächtigkeit der Unterkreide beträgt im Blattgebiet ca. 125 m.

3.5.1.1. Osning-Sandstein (kruO)

Am Nordostrand der Rheinischen Masse wurden vom Obervalangin bis zum Unteralb mächtige sandige Sedimente abgelagert. Die genaue Altersstellung des sogenannten Osning-Sandsteins im Raum Detmold-Horn ist nicht eindeutig geklärt. SPEETZEN (1970: Tab. 1) läßt ihn in Anlehnung an STILLE (1909) im Hauterive beginnen und kann aufgrund einer Faunenbestimmung aus sandig-tonigen Übergangsschichten von Osning-Sandstein zu Grünsand auch unterstes Mittelalb nachweisen (SPEETZEN 1970: 20).

Als Bildungsbedingungen für den Osning-Sandstein bei Detmold werden küstenparallele Driftströmungen oder wattenartige Verhältnisse angenommen (SPEETZEN 1970: 130, KAEVER 1983: 89). Zu erwähnen ist die Bedeutung des Osning-Sandsteins als guter Grundwasserleiter (vgl. Kap. 7.).

Gesteine: Die Sandsteinabfolge zeigt im allgemeinen eine dickbankige, stellenweise auch massige Ausbildung. Der fein- bis mittelkörnige Osning-Sandstein besteht zu über 95 % aus Quarz und ist somit als nahezu reiner Quarzsandstein zu bezeichnen. Anteile von Feldspat und Glaukonit liegen in der Regel unter 2%. Eine nahegelegene Bohrung im Heidental (TK 25: 4018 Lage) südwestlich der Grotenburg führte neben feinverteiltem Pyrit auch einen signifikanten Anteil an Kohlebröckchen (BECKER & KAEVER 1982: 5), die den küstennahen Ablagerungsraum bestätigen. Die Sandsteine sind hellgrau oder weißlich, beigebräun, auch grünlich, seltener rötlich und haben teilweise braune Eisenanreicherungs-zonen.

Einen interessanten Befund konnten ADRIAN & BÜCHNER (1979: 58) im Sandsteinbruch westlich des Altarsteins (R 88 880, H 53 370) machen. Dort wird der Osning-Sandstein „von weißlichen, nur millimeterbreiten, unregelmäßig verlaufenden Zonen durchsetzt, die bei Anwitterung herausstehen“. Offenbar ist diese Durchtrümmung des Gesteins in Zusammenhang mit der erhöhten tektonischen Beanspruchung im Bereich der Grotenburg zu sehen. „Unter dem Mikroskop zeigte sich an den Stellen der weißlichen Zonen eine starke Kornzerkleinerung im Sinne einer Zertrümmerung. Damit handelt es sich um mylonitisierte Zonen, die aufgrund starker Druckbeanspruchung zustande gekommen sind“ (ADRIAN & BÜCHNER 1979: 61).

Fossilien: In dem Aufschluß westlich des Altarsteins konnte STILLE (1909: 26) Fossilien nachweisen, die in das Unteraltal zu stellen sind:

Acanthoceras milleti D'ORBIGNY
Leymeriella tardefurcata (LEYMERIE)

Ein weiteres Vorkommen nordwestlich der Grotenburg (R 88 680, H 53 860) lieferte Probenmaterial aus den Übergangsschichten vom Osning-Sandstein zum Grünsand. Die darin enthaltene Fauna erlaubt eine Einstufung des Sediments in das untere Mittelaltal (SPEETZEN 1970: 20). Verantwortlich für diese Zuordnung ist das gemeinsame Auftreten von *Spiroplectinata lata* GRABERT mit einer fraglichen Vorform von *Dorothia gradata* (BERTHELIN). Die weitere Fauna bestand aus:

Arenobulimina preslii (REUSS)
Marsonnella cf. *trochus* (D'ORBIGNY)
Reophax sp.
Trochammina cf. *irregularis* WHITE

HENDRICKS (1979: 145) fand dort zusätzliche Formen, die dem Oberaltal und Unteraltal angehören:

Textularia foeda (REUSS)
Reophax minuta (TAPPAN)
Gaudryina dividens (GRABERT)
Ammobaculites reophacoides (BARTENSTEIN)

Die Mächtigkeit des Osning-Sandsteins beträgt 30 – 40 m. Weitere Aufschlüsse im Osning-Sandstein:

- Steinbruch östlich des Hermannsdenkmals (R 89 280, H 53 090)
- kleines Vorkommen am Hellberg, nordwestlich von Schling (R 89 370, H 52 370)

3.5.1.2. Grünsand (krfm)

Grünsand (auch: Osning-Grünsand) ist im Blattgebiet nicht aufgeschlossen. Nachgewiesen wurde er lediglich in einzelnen Bohrungen und Schürfen im Bereich der Grotenburg. Da er für Wasser undurchlässig ist, bilden sich in der Verbreitzone des Grünsandes hin und wieder feuchte Stellen oder es kommt zu kleineren Wasseraustritten, wie etwa am südöstlichen Steinbruchrand nordwestlich der Grotenburg (R 88 780, H 53 820) oder unterhalb des Wirtshauses am Hermannsdenkmal (R 89 260, H 53 000).

Gesteine: Petrographisch handelt es sich um einen deutlich grünstichigen, grün-grauen tonigen Glaukonitsand, der sich aus einem Gemenge von Ton, Schluff, Feinsand und Glaukonit zusammensetzt. Der Glaukonit kann einen Anteil von 60 % am Gesamtsediment erreichen (BECKER & KAEVER 1982: 7).

Abgrenzung und Mächtigkeit: Die lithologische Abgrenzung ist sowohl im liegenden als auch im hangenden Bereich recht deutlich. Biofaziell ist eine Trennung hingegen nur sehr unscharf zu vollziehen. Allgemein wird der Grünsand in das Mittellalb gestellt (vgl. Fossilliste des Osning-Sandsteins). Die Mächtigkeit des Grünsandes beträgt im Detmolder Raum ca. 3 m.

3.5.1.3. Flammenmergel (krlo)

Gesteine: Im Oberalb des Teutoburger Waldes tritt im Blattgebiet ein extrem hartes, sandig-kieseliges, sprödes und splittiges Sediment mit nur sehr geringen Carbonatanteilen auf. Die Gesteinsabfolge trägt im Raum Detmold die Bezeichnung „Mergel“ etwas zu Unrecht – ganz im Gegensatz zu den stark kalkigen und nur mäßig verkieselten Flammenmergeln im nordwestlichen Abschnitt des Teutoburger Waldes. Der hell- bis mittelgraue, auch fahlgelbgraue und mitunter dunkelviolette Schluff- und Feinsandstein ist stellenweise durch tonige Einlagerungen oder Reste von Kieselschwämmen dunkler gefärbt. Diese in Lagen und Schlieren auftretenden Komponenten verleihen dem Gestein eine oft nur undeutlich zu erkennende Flammung. Petrographische Untersuchungen dreier Gesteinsproben eines Aufschlusses in Schling, gegenüber dem Vogelpark (R 90 240, H 51 730), ergaben ein sandig-schluffiges, schwach glimmerstaubiges Sediment, das zum Teil in spiculitischer Ausbildung vorliegt. Spiculite sind Gesteine mit extrem starker Schwammnadelanreicherung. Die Analysen, durchgeführt von H. GRÜNHAGEN (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.), zeigten einen Quarzanteil zwischen 65 und 80 Gew.-%. Der hohe SiO_2 -Gehalt ist zum großen Teil auf die Skelettreste von Kieselschwämmen zurückzuführen. Die weiteren Bestandteile sind Muskovit, Illit, Kaolinit (Fireclay) sowie akzessorisch Turmalin und Zirkon. Stellenweise ist auch eine feine Pigmentierung von Hämatit zu beobachten. Die Härte des Flammenmergels hängt vom Grad der Verkieselung ab. Seine Flammung ist das Abbild einer intensiven Bioturbation, das heißt einer völligen Umformung des Sediments durch wühlende Organismen (JORDAN & SCHMIDT 1968: 57).

In dem oben erwähnten Aufschluß bei Schling führen STILLE & MESTWERDT (1911: 34) über dem eigentlichen Flammenmergel noch etwa 3 m mächtige glaukonitische, sandige Tone an, die zuoberst auch mergelig-kalkig sind. Sie bezeichnen diese Ablagerungen als „Übergangsschichten“ zum Cenoman-Mergel. WEERTH (1929: 76) erwähnt von hier die Funde *Aucellina gryphaeoides* (SOWERBY) und *Inoceramus sulcatus* D'ORBIGNY. BECKER & KAEVER (1982: 8) konnten auch in einer nahegelegenen Bohrung im Heidental (TK 25: 4018 Lage) südwestlich der Grotenburg glaukonitführende „Übergangsschichten“ im Hangenden des Flammenmergels erkennen.

Verbreitung: Das gegenüber der Verwitterung recht widerstandsfähige Gestein ist besonders im Bereich der Grotenburg stark verbreitet, wo es auch die höchsten Erhebungen bildet; ebenso ist es am Aufbau des Höhenzuges des Hellberges bis nach Schling (südlicher Blattrand) beteiligt. In den Hangbereichen der Grotenburg wird der Flammenmergel teilweise von sandiger Fließerde, vorwiegend von Hangschutt des Osning-Sandsteins, überdeckt.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Lithologisch hebt sich der Flammenmergel deutlich von den glaukonitführenden tonigen Sanden des Grünsandes im Liegenden und den carbonathaltigen Sedimenten des Cenomans der Oberkreide im Hangenden ab. Biostratigraphisch hingegen sind die Übergänge fließend; so gehört die Mikrofauna der basalen

Schichten noch ins obere Mittelalb (BECKER & KAEVER 1982: 6), während die Grenze Unter-/Oberkreide im unteren Cenoman-Mergel liegt (KAEVER 1983: 92). Die Mächtigkeit des Flammenmergels beträgt ca. 80 m.

Aufschlüsse: In wenigen kleineren Steinbrüchen wurden die Vorkommen früher zur Beschotterung von Wegen genutzt. Neben dem oben genannten Vorkommen gibt es im Flammenmergel noch einen zweiten Aufschluß rechts der Straße von Schling zur Grotenburg, am westlichen Ortsausgang (R 89 900, H 51 880).

3.5.2. Oberkreide

Mit dem Beginn der Oberkreide-Zeit versank auch das Blattgebiet Detmold endgültig unter dem transgredierenden Kreide-Meer. In der Schichtenabfolge fehlen gröbere Klastika, die auf Küstennähe hinweisen könnten. Die Ablagerungen bestehen dagegen aus mergelig-kalkigen Sedimenten und umfassen in der äußersten Südwestecke des Blattgebietes die Schichten vom Cenoman bis in das Mittelturon (vgl. Tab. 11, S. 74). Die Gliederung der Oberkreide wird im Gelände im wesentlichen nach petrographischen und morphologischen Unterschieden vorgenommen, doch ist eine sichere Einstufung des Schichtenkomplexes letztlich nur mit Hilfe von Ammoniten, Belemniten und Inoceramen möglich, die zum Teil als Leitfossilien einzelne Oberkreide-Stufen charakterisieren.

Neben dem Muschelkalk-Rücken und den sandigen Gesteinen der Unterkreide bauen die Ablagerungen von Cenoman und Turon einen dritten Höhenzug des Teutoburger Waldes auf. Die kalkigen Böden tragen vorwiegend Buchen- und Buchenmischwälder im Gegensatz zu den Nadelhölzern auf Unterkreide-Gesteinen. Blickt man etwa vom Hermannsdenkmal (Grotenburg) aus in südliche Richtungen, so kann man bereits aus dem Pflanzenbewuchs die Verteilung von Unterer und Oberer Kreide erkennen.

3.5.2.1. Cenoman

Die nahezu 200 m mächtigen Ablagerungen des Cenomans lassen sich durch den von unten nach oben ständig zunehmenden Kalkgehalt in drei sowohl lithologisch als auch in der Form des morphologischen Ausstriches unterscheidbare Unterstufen gliedern:

Cenoman-Kalk
Cenoman-Pläner
Cenoman-Mergel

Diese waren früher identisch mit dem Unter-, Mittel- und Obercenoman. Nach neuerer Gliederung werden Cenoman-Mergel und Cenoman-Pläner dem Untercenoman, der Cenoman-Kalk dem Mittel- bis Obercenoman zugeordnet (vgl. Tab. 11, S. 74).

3.5.2.1.1. Cenoman-Mergel (krc1)

Gesteine: Der Cenoman-Mergel ist gewöhnlich ein mittel- bis dunkelgrauer, verschiedentlich blaugrauer Mergelstein bis Kalkmergelstein, der Lagen fester Kalkknollen enthält. STILLE & MESTWERDT (1911: 34) konnten am Westrand des Blattgebietes auf dem Weg vom Heidental zum Bielstein (TK 25: 4018 Lage) eine Zunahme der knolligen Kalkmergelsteinlagen zum Hangenden hin feststellen.

Altersstellung: Mikropaläontologische Untersuchungen an Bohrproben durch BECKER & KAEVER (1982: 18) ergaben für den tieferen, etwa 55 m umfassenden Teil der Ablagerungen – bei gleicher lithologischer Ausbildung – ein oberes Oberalb-Alter. Da sich dieser Abschnitt unter anderem durch eine signifikante Radiolariendominanz auszeichnet, wurde als Schichtnamen dieser unteren Folge „Radiolarien-Mergel“ vorgeschlagen. Obwohl die Gesteine nach vorstehendem Befund der Unterkreide angehören, werden sie aus kartiertechnischen Gründen weiterhin dem Cenoman-Mergel zugeordnet.

Verbreitung: Die mürben und verwitterungsanfälligen Gesteine sind zur Zeit nirgendwo im Blattgebiet aufgeschlossen; sie machen sich lediglich durch ein breites Längstal bemerkbar, das sich nach Südwesten an den Bergrücken der Unterkreide anschließt. Nordwestlich des Hellberges werden die Mergelsteine, die einen sehr guten Quellenhorizont bilden, von Fließerde mit unterkretazischen Gesteinsbruchstücken überdeckt.

Mächtigkeit: Die Mächtigkeit der Cenoman-Mergel wird auf 100 m geschätzt. Gestützt wird diese Annahme durch mehrere Bohrungen im Bereich des Heidental südlich und südwestlich (TK 25: 4018 Lage) der Grotenburg.

3.5.2.1.2. Cenoman-Pläner (**krc2**)

Gesteine: Der höhere Teil des Untercenomans besteht aus mittel- bis dunkelgrauen, auch blaugrauen, plattigen bis bankigen, harten, knollig-knauerigen, fast reinen Kalksteinen, deren Schichtflächen unregelmäßig gewellt sind. Im höchsten Abschnitt weisen Mergelkalksteine, bedingt durch einen etwas höheren organischen und tonigen Gehalt, eine dunkle Flammung in Form von Schlieren und Schmitzen auf, die durch ehemalige bodenwühlende Organismen hervorgerufen ist. In Bohrproben konnten mehrere unbestimmbare Inoceramenreste erkannt werden. Zwischen die schwach mergeligen Kalksteine schalten sich – nach oben hin abnehmend – dünne, plattige und blättrige, graue bis dunkelgraue Mergelstein-Horizonte.

Abgrenzung und Mächtigkeit: Sowohl die Untergrenze als deutlicher Geländeanstieg neben der Verebnung des liegenden Cenoman-Mergels als auch die Obergrenze mit dem noch steileren Anstieg des Cenoman-Kalkes lassen sich im Gelände recht gut verfolgen. Der Cenoman-Pläner ist etwa 50 – 55 m mächtig.

Aufschlüsse: Die Vorkommen des Cenoman-Pläners beschränken sich im Blattgebiet auf drei kleinere Aufschlüsse, die in dem Nordwest-Südost streichenden Plänerkalk-Rücken zutage treten, der parallel zur Mergelsteineintalung der älteren Abfolge verläuft:

- Klippenbildung am Rand eines Bergrückens südwestlich des Hellberges (R 89 070, H 52 220)
- Wegrandsböschung südwestlich von Schling (R 89 830, H 51 780)
- Klippenbildung am Abfall eines Bergrückens südwestlich von Schling (R 89 800, H 51 750)

3.5.2.1.3. Cenoman-Kalk (**krc3**)

Der Cenoman-Kalk stellt mit seinen fast reinen Carbonatgesteinen (ca. 95 % CaCO_3) die Endstufe der durch zunehmenden Kalkgehalt gekennzeichneten Sedimentationsabfolge des Cenomans dar. Die reinsten Kalksteine der Kreide-Ablagerungen, die häufig Bioturbation in Form von dunklen Schlieren zeigen, sprechen offensichtlich für eine küstenferne Flachmeerfazies. Wegen ihrer relativen Festigkeit gegenüber der Verwitterung bilden die

Kalksteine im Heidental in der Südwestecke des Blattgebietes einen langgestreckten Höhenzug parallel zum Höhenrücken des Cenoman-Pläners. Der Kalksteinkomplex ist eine Vorstufe vor dem noch höher aufragenden Turon und im Liegenden und Hangenden teilweise durch eine tiefere Einsenkung (Wahrwegsgrund, Jungferngrund) von den älteren beziehungsweise jüngeren Ablagerungen getrennt.

Gesteine: Die Kalksteine sind von reinweißer, bläulichweißer oder hellgrauer Farbe. Sie sind dicht, fest, zerfallen in sehr scharfkantige Bruchstücke und haben eine großmuschelige, glänzende Bruchfläche. Die plattigen bis dickbankigen Gesteinsfolgen werden nur von wenigen dünnen Mergelsteinlagen getrennt. Charakteristisch für den Cenoman-Kalk ist eine kleinstylolithische Ausbildung auf Schicht- und Kluffflächen. Häufig werden im angeschlagenen Handstück dunkle oder bläuliche Flammungen und Schlieren sichtbar, die auf die im Meeresboden grabenden Tiere zurückzuführen sind. Diese Grabgänge weisen einen etwas höheren Tongehalt auf. In dem ehemaligen Kalksteinbruch südwestlich von Schling (R 89 840, H 51 700) findet sich Pyrit in Form von kugeligen Aggregaten.

Die Mächtigkeit des Cenoman-Kalks beträgt etwa 40 m. Weitere Aufschlüsse im Cenoman-Kalk:

- Klippenbildung am Ende des Jungferngrundes (R 89 000, H 51 890)
- Wegrandböschung in dem Hohlweg zum Klöppingsberg (TK 25: 4119 Horn-Bad Meinberg) (R 89 410, H 51 840)
- Wegrandböschung am Lieschenpfad südwestlich des Hellberges (R 89 200, H 51 900)
- Kalksteinbruch am Beginn des Wahrwegsgrundes (R 88 710, H 52 270)
- Wegrandböschung im Heidenbachtal (R 88 610, H 52 340)
- Steinbruch am westlichen Rand des Blattgebietes (R 88 530, H 52 380)

3.5.2.2. Turon

Von den insgesamt etwa 170 m mächtigen Ablagerungen des Turons sind im Blattgebiet nur noch das Unter- und Mittelturon (vgl. Tab. 11, S. 74) mit etwa 130 m Mächtigkeit vertreten (Anmerkungen zur neueren Turon-Gliederung siehe SKUPIN 1982: 22). Die Schichten des Turons streichen in der äußersten Südwestecke des Blattgebietes Detmold aus und erreichen aufgrund ihrer Festigkeit die gleichen Geländehöhen wie die sandigen Unterkreide-Ablagerungen im Bereich der Grotenburg und des Hellberges.

Ähnlich wie das Cenoman läßt sich auch das Turon aufgrund seiner Fauna und Lithologie in drei Unterstufen gliedern

striatoconcentricus-Schichten
lamarcki-Schichten
Rotpläner und *labiatus*-Schichten

von denen jedoch das Oberturon nicht mehr im Blattgebiet auftritt. Die *lamarcki*-Schichten werden teilweise von jungpleistozänen Flugsanden überlagert. Mit den Carbonatgesteinen des Mittelturons enden die zutage anstehenden Schichten des Mesozoikums im Blattbereich.

3.5.2.2.1. Rotpläner und *labiatus*-Schichten (krt1)

Gesteine: Das Unterturon setzt an seiner Basis mit einer geringmächtigen (3 – 5 m) Folge rötlich gefärbter, knollig-welliger Kalkmergel- bis Mergelkalksteine ein. Diese soge-

nannten Rotpläner, die man am ganzen Teutoburger Wald immer wieder antreffen kann, gelten als Leithorizont für die Cenoman-/Turon-Grenze. Sie wurden im Blattgebiet nur an einer schon von STILLE & MESTWERDT (1911: 35) erwähnten Stelle gefunden, und zwar in dem Hohlweg vom Hellberg zum Klöppingsberg (TK 25: 4119 Horn-Bad Meinberg) (R 89 410, H 51 840) am südlichen Rand des Blattgebietes. Dort erscheinen die charakteristischen Carbonatgesteine zuunterst etwas schwärzlich oder dunkel geflammt. Darüber liegen rötlichbraune bis violetttrötliche Kalkmergelsteine, die mitunter grünlichgraue Flecken aufweisen. Die Rotfärbung ist im Gestein nicht durchgehend vorhanden, auch ist die Intensität der Färbung unterschiedlich.

Die Ursache der Rotfärbung ist noch nicht hinreichend geklärt. LÖSCHER (1925) geht von lateritischen Staubeinwehungen in das damalige Meeresbecken aus; BRINKMANN (1935) hingegen deutete sie mehr als submarine Mineralzersetzung und -neubildung (Halmyrolyse). Neuerdings wird die Ursache auch im Zusammenhang mit der Zufuhr arktischen Wassers angesehen (ERNST & SCHMIDT & SEIBERTZ 1983).

Im weiteren Verlauf der Turon-Basis konnten Rotpläner vereinzelt auch als Lesesteine am Ausgang des Jungferngrundes gefunden werden. Ein Auskartieren dieses schmalen Bandes war im Gelände nicht möglich.

Die über den Rotplänern liegenden *labiatus*-Schichten (früher: *mytiloides*-Mergel) bestehen aus zum Teil recht mürben aber auch harten, oft feinschichtigen und plattigen, grauen, auch dunkel- bis schwarzgrauen oder gelblich- bis grünlichgrauen Kalkmergel-, Mergelkalk- und Mergelsteinen, denen mitunter hellgraue, knollig-knauerige Lagen eingeschaltet sind. Dazwischen kommen weichere tonige, bis 5 cm mächtige, graue und blaugraue Mergellagen vor, die blättrig zerfallen. Stellenweise treten auch härtere, fast reine Kalksteine auf. Die Mergelsteine sind stärker verwitterungsanfällig und bewirken im Jungferngrund die breit angelegte Verebnung zwischen Cenoman-Kalk und *lamarcki*-Schichten.

Fossilien: Der oben genannte Hohlwegaufschluß mit mehreren kleineren Böschungsanschnitten lieferte eine reiche Fauna, in der allerdings weniger Arten als Individuen vorkommen. STILLE & MESTWERDT (1911: 35) bestimmten von dort das Leitfossil *Inoceramus* (*Mytiloides*) *labiatus* VON SCHLOTHEIM und mehrere Brachiopoden:

Isocrania gracilis (VON SCHLOTHEIM)
Gibbithyris semiglobosa (SOWERBY)
Orbirhynchia cuvieri (D'ORBIGNY)

Die Mächtigkeit von Rotpläner und *labiatus*-Schichten zusammen beträgt ca. 40 m.

3.5.2.2.2. *lamarcki*-Schichten (krt2)

Die *lamarcki*-Schichten (früher: *brongniarti*-Pläner) bilden die jüngste Stufe mesozoischer Ablagerungen im Blattgebiet. Die Carbonatgesteine des Mittelturons sind jedoch nirgendwo aufgeschlossen, und ihre Verbreitung läßt sich nur anhand von Morphologie und Lesesteinen verfolgen.

Gesteine: Vorherrschend sind hell- bis mittelgraue, auch bläuliche und teilweise gelbliche Mergelkalksteine. Stellenweise kommen weißgraue reine Kalksteine vor, die den Carbonatgesteinen des Cenoman-Kalks sehr ähnlich sind.

Fossilien: Die *lamarcki*-Schichten sind recht fossilarm, wobei das namensgebende Leitfossil *Inoceramus* (*Inoceramus*) *lamarcki* PARKINSON relativ häufig vorkommt.

Verbreitung: Mit ihren harten Kalksteinablagerungen bilden die *lamarcki*-Schichten in der Südwestecke des Blattbereiches den steilen Anstieg zum Klöppingsberg (TK 25: 4119 Horn-Bad Meinberg) und gehören dem südwestlichsten der drei Kammzüge des Teutoburger Waldes an. Die größten Geländehöhen werden dabei weitgehend von jungpleistozänen Flugsanden überdeckt. Die Ablagerungen erreichen eine Mächtigkeit von etwa 90 m.

Känozoikum

3.6. Tertiär

Während des Tertiärs mit seinem – gegenüber heute – viel wärmeren, feuchten Klima war der lippische Raum überwiegend Festlandsbereich. Es fand eine intensive Bodenbildung statt, bei der die chemischen Verwitterungsfaktoren überwogen. Viele Verwitterungsbildungen aus dieser Zeit konnten sich nicht erhalten, weil das Bodenfließen in den verschiedenen Kaltzeiten des Pleistozäns und vor allem der hobelnde Inlandgletscher der Saale-Vereisung nur ganz selten Spuren des lockeren Bodens übrig gelassen haben. Der dickbankige Osning-Sandstein (Unterkreide) des Teutoburger Waldes etwa ist auffallend tiefgründig verwittert, vielleicht ist das eine Folge der tiefgreifenden Bodenbildung während des Tertiärs. Die strukturbedingte Morphologie des Teutoburger Waldes entstand in der Festlandszeit nach dem Oberkreide-Meer und vor den quartären Einflüssen auf das Gestein (ARNOLD 1977: 52).

Das Tertiär hat ehemals mit seinen Ablagerungen das ganze lippische Land bedeckt, ist aber heute nur noch in wenigen Reliktvorkommen zugänglich. Im Blattbereich ist möglicherweise ein tertiärer Rest geringer Ausbreitung in einer Subrosionssenne bei Wahmbeck erhalten geblieben. MESTWERDT (1912: 491) berichtet von einem Miozän-Aufschluß „am östlichen Ende des Ortes am Ufer des dortigen Bachlaufes“. In unmittelbarer Nähe waren im Jahre 1836 mehrere Bohrungen abgeteuft worden, die insgesamt 7 Braunkohlenflöze anfuhrten und deren spätere Gewinnung vorübergehend in einem Tagebaubetrieb erfolgte (s. Abb. 8). Altersuntersuchungen der Braunkohle liegen nicht vor. Die Datierung ins

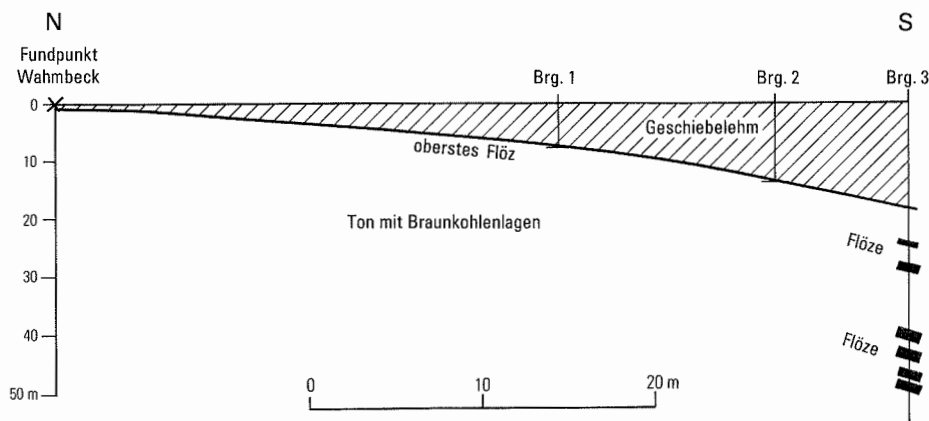


Abb. 8 Braunkohlen-Mutungsbohrungen in Wahmbeck

Miozän wurde nur durch Vergleiche mit entsprechend ähnlichen Bildungen in der weiteren Umgebung vorgenommen, zumal solche „auch auf dem nördlich angrenzenden Blatt 3919 Lemgo, bei Dörentrup, im Hangenden des marinen Oberoligozäns auftraten“ (STILLE & MESTWERDT 1911: 35).

Jüngste pollenanalytische Untersuchungen an einem zur Zeit noch aufgeschlossenen Braunkohlenflöz in der Sandgrube der ehemaligen „Dörentruper Sand- und Thonwerke“ (R 99 990, H 67 140) lieferten jedoch kein typisch miozänes Pollenspektrum, sondern eher miozän-pliozäne Florenelemente (Untersuchung: H. VON SCHILLING, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).

3.6.1. Miozän (mi)

Das Miozän ist neben dem Eozän die Zeit der größten Braunkohlenbildung in Mitteleuropa. Wahrscheinlich waren es auch miozäne Braunkohlen (vgl. Kap. 3.6.), die im 19. Jahrhundert in einer Subrosionssenke bei Wahnbeck vorübergehend gewonnen wurden. STILLE & MESTWERDT (1911: 37) beschreiben in den Erläuterungen zur Erstaufnahme des Blattes Detmold zwei weitere angeblich tertiäre Vorkommen, bei denen dunkle Tone mit mehreren geringmächtigen Braunkohlenflözen beobachtet wurden. So wird ein Aufschluß bei Mosebeck (R 96 670, H 57 450) erwähnt, wo „unter einer steinigen, lehmigen Decke dunkle Tone und Braunkohle angetroffen“ wurden. Nur etwa 200 m nordöstlich von diesem Punkt ist die Bohrung Mosebeck 1/76 abgeteuft worden, in der bis zu einer Teufe von 139 m durch pollenanalytische und mikropaläozoologische Untersuchungen eindeutig Pleistozän nachgewiesen werden konnte (REHAGEN 1980: 57) (vgl. Kap. 10.: Brg. 3). Offensichtlich wurde hier eine Subrosionssenke angefahren.

Das zweite vermutete tertiäre Vorkommen befand sich nordwestlich der ehemaligen Ziegelei bei Altenkamp (R 97 620, H 58 390). STILLE & MESTWERDT (1911: 43) beobachteten eine „geringmächtige Scholle braunkohlenführender Letten in der Grundmoräne von Altenkamp“; das Braunkohlenflöz sollte dem benachbarten (?) Miozän bei Mosebeck entstammen. Pollenanalytische Untersuchungen einer Torfprobe von braunkohlenähnlicher Konsistenz aus dem beschriebenen Vorkommen ergaben jedoch eindeutig pleistozänes Alter (Untersuchung: H.-W. REHAGEN, Geol. L.-Amt, Nordrh.-Westf.). Es handelt sich somit lediglich um einen stärker inkohlten pleistozänen Torf.

Anders verhält es sich vermutlich mit dem Braunkohlenvorkommen bei Wahnbeck. Obwohl Versuchsbohrungen des Geologischen Landesamtes von Nordrhein-Westfalen hier nicht den angestrebten Erfolg hatten und keinen Nachweis dieser lokal begrenzten Lagerstätte erbrachten, darf man dennoch tertiäre Ablagerungen im Untergrund vermuten. Sie liegen zum Teil unter einer mächtigen Geschiebemergeldecke (bis etwa 20 m), unter fluviatilen Ablagerungen oder auch unter den künstlichen Aufschüttungen des ehemaligen Tagebaus. Aus alten Aufzeichnungen des Detmolder Staatsarchivs, die 1836 von Salineninspektor W. BRANDES (BRANDES 1836) angefertigt wurden, ließen sich folgende Angaben zusammentragen:

Bei Wahnbeck waren „nahe den östlichsten Häusern des Ortes – 100 Schritt von letzteren – in der Nähe von Clusmanns Hofe, am Südufer des Laubker Baches, dunkle Tone und lettige Braunkohle aufgeschlossen“ (STILLE & MESTWERDT 1911: 36; BRANDES 1836). Etwa 7 m östlich dieser Stelle keilte die Braunkohle aus, wie man in einem bis zu 3 m tiefen Graben – in

Ost-West-Richtung angelegt – erkennen konnte. In südlicher Richtung wurden vom Fundpunkt aus drei Bohrungen niedergebracht, von denen die südlichste – in etwa 50 m Entfernung – bei einer Endteufe von 57 m insgesamt 7 Flöze von ca. 15 bis 75 cm Mächtigkeit durchsank (Abb. 8; die Mächtigkeits- und Entfernungsangaben sind in den Originalunterlagen in Schritt, Fuß und Zoll angegeben.)

In der Nähe der Fundstelle in Wahmbeck wurden die Kohlen für kurze Zeit gefördert und als Heizmaterial zum Solesieden in Bad Salzuflen verwendet. Die Resultate waren jedoch sehr ungünstig. „Die Probegesöde haben dargetan, daß die Unkosten für Ausgaben, Transport und Formen jener Kohlen sich höher stellen, als der nach dem Verbrennungseffekt gegen Steinkohlen berechnete Wert derselben“. Der Aschegehalt betrug 32 – 48 % (MESTWERDT 1910: 178).

Altersbestimmungen der braunkohleführenden Schichten bei Wahmbeck gibt es nicht (vgl. Kap. 3.6.).

Das vermutlich tertiärzeitliche Vorkommen liegt auf gleicher Höhe mit den unmittelbar in der Nachbarschaft anstehenden Oberkeuper-Gesteinen. Nach MESTWERDT (1910: 179) handelt es sich dabei um einen Nordwest-Südost streichenden Grabenbruch in Schichten des Mittleren Keupers. Er sieht in dieser Struktur eine Begleiterscheinung der Muschelkalk-Aufsattelung des Gretberg-Horstes und nimmt für die Gebirgsbildung jungtertiäres Alter an.

Eine Klärung der tektonischen Vorgänge, die die Braunkohlenschichten in dieses Niveau verlagert haben, konnte feldgeologisch nicht erfolgen. Die Ursache der Absenkung dürfte aber eher – ähnlich wie bei zahlreichen anderen Vorkommen im ostwestfälisch-lippischen Raum – auf Salinarkarst zurückgeführt werden können. Für die Erhaltung des (?) Miozäns bei Wahmbeck waren wahrscheinlich Auslaugungsvorgänge im Zechstein-Salinar verantwortlich. Die geringe laterale Ausdehnung des Vorkommens läßt auf eine Subrosionssenke schließen, wobei das Gebirge nur allmählich sinkt und sich an der Oberfläche eine Mulde bildet. Eine Bestätigung dieser Annahme sind die vom Rand des Senkungsbereiches zum Zentrum hin stärker einfallenden Schichten, wobei die Struktur des Gebirges und die Schichtenabfolge erhalten blieben (vgl. Abb. 8).

3.7. Quartär

Das Quartär umfaßt nach der erdgeschichtlichen Gliederung das Pleistozän (Eiszeitalter) und das Holozän (Nacheiszeit bis zur Gegenwart). Im Pleistozän lösten mehrere Kalt- und Warmzeiten einander ab (vgl. Tab. 12). Infolge der Klimawechsel kam es zu Erosion und Akkumulation von unverfestigten Lockergesteinen sehr unterschiedlicher Zusammensetzung. Für die Formung des heutigen Landschaftsbildes, die weitgehend in das Quartär fällt, waren hauptsächlich die Vorstöße des nordischen Inlandeises verantwortlich.

Die Ablagerungen aus lockeren Kiesen, Sanden, Schluffen, Tonen und Geschiebemergel haben im Blattgebiet die größte Verbreitung. Flachliegend bedecken sie diskordant alle älteren Gesteine mit Mächtigkeiten von nur wenigen Zentimetern bis zu mehr als 50 m; in einer Subrosionssenke bei Mosebeck erreicht die Quartär-Auflage vermutlich über 140 m. Nach ihrer Ablagerung wurden die Sedimente häufig umgelagert. Dies setzte sich an der Oberfläche bis in das Holozän fort. Tabelle 12 zeigt die zeitliche Gliederung des Quartärs im Blattgebiet.

Tabelle 12
Gliederung des Quartärs

	Norddeutschland		Blatt Detmold	
Holozän	Postglazial		Sinterkalk („Ks) Auenlehm („L,ta) Auensand („S,ta)	
Pleistozän	Jung-	Weichsel-Kaltzeit	Flugsand („S,a) Löß („Lö) Fließerde („fl) Niederterrasse (N)	
		Eem-Warmzeit	nicht sicher nachgewiesen	
	Mittel-	Saale-Kaltzeit	Warthe-Stadium	nicht nachgewiesen
			Groß-Interstadial	nicht nachgewiesen
			Drenthe-Stadium	Grundmoräne (D,Mg) Mittelterrasse (M)
		? Holstein-Warmzeit	Kies, Sand	
	Alt-	? Elster-Kaltzeit	Kies	
		Cromer-Komplex	Ton, Schluff, z.T. mit humosen Einschaltungen	
		Menap-Kaltzeit	Ton, Schluff	
		Waal-B- und -C-Warmzeit	Ton, Schluff	

3.7.1. Pleistozän

Ablagerungen des Altpleistozäns wurden in der Forschungsbohrung Mosebeck 1/76 (Kap. 10.: Brg. 3) bis in eine Teufe von ca. 139 m erschlossen. Die Bohrung wurde etwa 5 km östlich von Detmold im Schlauchkernverfahren in einer Subrosionssenke niedergebracht und lieferte wichtige Erkenntnisse über das Alters des Senkungsfeldes. Nach pollenanalytischen Untersuchungen konnten zum Teil humose Tone und Schluffe in das Waal B und C, in die Menap-Kaltzeit sowie in den Cromer-Komplex eingestuft werden (REHAGEN 1980: 63). Während der Beginn der Waal-Warmzeit nicht erfaßt wurde, sind Pollenassoziationen mit reichlich *Tsuga* (Schierlings- oder Hemlocktanne), *Pterocarya* (Flügelnuß), *Eucommia* (Schirmtanne), cf. *Ostrya* (Hopfenbuche) und *Carya* (Hickorynuß) dem Cromer-Komplex zuzurechnen. Derartige Pollenspektren waren in der Bohrung Mosebeck 1/76 sicher zwischen 57 m und 95 m nachzuweisen (REHAGEN 1980: 60). Diese entsprechen weitgehend Vorkommen aus den Niederlanden, die bei dortigen Bohrungen mehrfach erschlossen und als Interglazial von Bavel eingestuft wurden. Die Bavel-Warmzeit ist dabei jünger als die Menap-Kaltzeit (REHAGEN 1980: 60) und gehört somit in den sehr weit gefaßten Cromer-Komplex (ZAGWIJN & VAN MONTFRANS & ZANDSTRA 1971).

Altpleistozäne humose Tone und Schluffe als Ablagerungen eines der cromerzeitlichen Interglaziale sind möglicherweise ebenfalls in der Bohrung Mosebeck 1/76 nachgewiesen (REHAGEN 1980: 60). Zwei warmzeitliche Perioden zwischen 52–38 m und 30–17 m ließen

sich bisher nicht genau einstufen; vermutlich sind sie aber Teile des Cromer-Interglazials (REHAGEN 1980: 60) (vgl. Kap. 10.: Brg. 3).

Die Frage, ob das Blattgebiet während der Elster-Kaltzeit vom nordischen Inlandeis bedeckt war, kann bis heute nicht widerspruchsfrei beantwortet werden. In drei ehemaligen Kiesgruben bei Dehlenkamp werden heimische Kiese von der saalezeitlichen Grundmoräne überlagert. Während STILLE & MESTWERDT (1911: 47) die Ablagerungen dem Saale-Glazial zuordneten, schließt SERAPHIM (1973: 253) elsterzeitliche Sedimente in einer der drei Kiesgruben nicht aus.

Die Holstein-Warmzeit des Mittelpleistozäns ist vermutlich in der ehemaligen Kiesgrube „Kater“ bei Dehlenkamp nachgewiesen. Dort kam es während des Interglazials zu einer intensiven Verwitterung und Bodenbildung, während der sich deszendente ein dickbankiges Kalk-Limonit-Konglomerat bildete (SERAPHIM in DAHM & HOHENSCHWERT & SKUPIN & SERAPHIM 1980: 192).

Die ältesten flächenhaft verbreiteten quartären Ablagerungen gehören dem Drenthe-Stadium der Saale-Kaltzeit an. Grundmoränenreste des Saale-Glazials sind in großer Erstreckung und mit zum Teil erheblicher Mächtigkeit im Blattgebiet abgelagert worden. Aufgrund der Verbreitung von echter Moräne, von Erosionsresten der Grundmoräne und unter Berücksichtigung des Reliefs kann der Verlauf der saalezeitlichen Vereisungsgrenze durch den Blattbereich verfolgt werden (SERAPHIM 1972: 10).

Aus dem Groß-Interstadial sind warmzeitliche Sedimente nicht bekannt. Es ist anzunehmen, daß das Blattgebiet in dieser Zeit wie auch im nachfolgenden Warthe-Stadium großenteils der Verwitterung und Abtragung unterlag.

Das Jungpleistozän setzt mit der Eem-Warmzeit ein. Ähnlich der vorausgegangenen Kälteperiode sind auch aus diesem Interglazial Ablagerungen im Blattgebiet möglicherweise vorhanden, jedoch nicht sicher nachgewiesen (vgl. Kap. 3.7.1.3.).

In die Weichsel-Kaltzeit ist die Bildung der Werre-Niederterrasse zu stellen. Daneben machen sich an den Talhängen Periglazialbildungen wie das Bodenfließen bemerkbar. Aus den Schotterebenen der Bäche und Flüsse wurde in der Folgezeit feinkörniges Material ausgeblasen und als Löß, Sandlöß oder Flugsand flächenhaft über große Bereiche des Blattgebietes ausgebreitet.

3.7.1.1. Elster-Kaltzeit und Holstein-Warmzeit

Ablagerungen der elsterzeitlichen Vereisung und des Holstein-Interglazials sind im lippschen Raum bisher nicht zweifelsfrei nachgewiesen worden. Nach THOME (1983: 118) waren die Sedimente der Elster-Kaltzeit vor dem saalezeitlichen Vorstoß schon weitgehend erodiert, und die wenigen Reste lassen sich nur dann eindeutig vom jüngeren Gletschervorstoß trennen, wenn sie unter Interglazialbildungen liegen, die älter als der saalezeitliche Vorstoß sind. Ein solches Relikt glaubt SERAPHIM (1973) an einem Pleistozän-Profil der ehemaligen Kiesgrube „Kater“ am jetzigen Tennisclub von Hiddesen erkannt zu haben. Die als Naturdenkmal erhaltene Nordwestwand des alten Kiesabbaus (R 90 100, H 54 430) zeigt im Liegenden der saalezeitlichen Grundmoräne mehr als 15 m mächtige Schotter aus Plänerkalk, Osning-Sandstein, Flammenmergel und Muschelkalk. Zwischen den Kiesgeröllen und der Moräne liegt ein 1–2,2 m mächtiges Kalk-Limonit-Konglomerat mit gleicher Gesteinszusammensetzung wie der Schotterkörper. Die Kiese enthalten kein nordisches Material und müssen demnach vor der Bedeckung durch das Saale-Eis abgelagert worden sein.

In der Nordostecke der ehemaligen Kiesgrube „Kater“ nahm SERAPHIM (1973: 251) im Jahre 1967 folgendes Profil auf:

1,2 m	Lößlehm, locker, unrein	Weichsel-Kaltzeit
0,1 m	Steinsohle aus nordischen Geschieben	?Eem-Warmzeit
1,0 m	Geschiebelehm mit nordischen und heimischen Geschieben, im Hangenden kryoturbat mit Lößlehm-taschen durchsetzt	Saale-Kaltzeit
1,2 m	Geschiebemergel mit heimischen und nordischen Geschieben	“
1,0 m	grobe Schotter aus einheimischen Gesteinen, durch Kalk und Limonit nagelfluhartig stark verfestigt; an der Oberfläche völlig geglättet, vielfach quer durch Gerölle hindurch	?Holstein-Warmzeit
3,0 m	Schotter wie im Hangenden, jedoch nicht verfestigt; Schüttung turbulent, Pressungsmerkmale	?Elster-Kaltzeit
1,0 m	Schotter wie im Hangenden, durch Kalk mittelstark verfestigt	“
11,5 m	Schotter wie im Hangenden, unverfestigt; in eingelagerten Sandnestern Zweischalerreste	“

In dem hangenden Limonitkonglomerat sieht SERAPHIM (in DAHM et al. 1980: 192) eine warmzeitliche Bildung, wahrscheinlich des Holstein-Interglazials. Das Konglomerat wurde durch intensive Verwitterung und Bodenbildung prämoränal verfestigt und später infolge der Detersion des vorrückenden Eises im Drenthe-Stadium teilweise abgetragen, und der verbliebene Rest geglättet und geschrammt („Gletscherschliff“). Die ehemalige Kiesgrube in Hiddesen scheint die einzige Stelle in Westfalen zu sein, an der Gletscherschliff des älteren Untergrundes beobachtet werden konnte (der heutige Zustand der Restwand macht allerdings einen stark verfallenen Eindruck und die Einmaligkeit des Aufschlusses ist nicht ohne weiteres erkenntlich).

Eine von dieser Gliederung abweichende Altersdatierung hat ZIERCKE (1960: 44) vorgenommen. Sie glaubt, daß die Kiese beim langsamen Vordringen des Saale-Eises sedimentiert wurden, also zeitgleich sind. Die Diskordanz, die zwischen den Schottern und der Grundmoräne besteht, erklärt ZIERCKE (1960) damit, daß zwischen der Ablagerung beider Sedimente „eine, wenn auch vielleicht nur kurze, Erosionsphase gelegen hat“. Die alte Auffassung von STILLE (1910 a: 29), wonach das saalezeitliche Inlandeis für die Aufschotterung durch Sperrung des Abflusses von Wiembecke und Berlebecke unmittelbar verantwortlich gewesen sei, läßt sich durch die Befunde SERAPHIMS (1973) eindeutig widerlegen. Es ist also letztlich nicht auszuschließen, daß die Schotter der ehemaligen Kiesgrube „Kater“ bei Hiddesen ein Äquivalent der Elster-Kaltzeit sind.

3.7.1.2. Saale-Kaltzeit

Während der Saale-Kaltzeit drang das nordeuropäische Inlandeis weit nach Süden bis in den Randbereich des Rheinischen Schiefergebirges vor. Von zwei großen Eisvorstößen dieser Zeit erreichte nur der erste, der Drenthe-Vorstoß (Drenthe-Stadium), das Blattgebiet, während der jüngere, der Warthe-Vorstoß (Warthe-Stadium), bereits in Norddeutschland stagnierte. Auch aus dem dazwischenliegenden Groß-Interstadial sind warmzeitliche Sedimente bisher nicht nachgewiesen.

Aus dem Drenthe-Stadium stammen die Ablagerungen der Mittelterrasse und die glazigenen Bildungen. Die Terrassenkiese und -sande wurden in den Flußniederungen über den heutigen Talböden sedimentiert, nachdem schon während des zunehmend kälter werdenden Periglazialklimas zu Beginn der Drenthe-Zeit durch Frostsprengung und Bodenfließen größere Schuttmengen frei geworden waren.

Zur Zeit des Eisvorstoßes waren weite Teile des Landes unter Eis und Geröll begraben. Die Ablagerungen während dieser Phase finden sich über großen Teilen des Blattgebietes wieder, wo sie von dem vermutlich von Westen anrückenden Gletscher zurückgelassen wurden (SERAPHIM 1972: 77). Vor allem ist es die Grundmoräne, die in ihrer Hauptmasse aus bindig-kalkigem oder schluffig-tonigem Material zusammengesetzt ist und in einzelnen Bereichen zu beträchtlichen Mächtigkeiten angehäuft wurde. Ihr Geschiebeanteil liegt bei 1–5 %. Durch das Blattgebiet verläuft die Vereisungsgrenze des Drenthe-Vorstoßes, die SERAPHIM (1972) durch Kartierung echter Moräne, von Erosionsresten der Grundmoräne und unter Berücksichtigung des Reliefs verfolgen konnte. Er stellte dabei fest, daß der Rotenberg östlich von Heiden ganzzeitig eisfrei geblieben ist (= Nunatak) und vermutlich nur von Schmelzwasser überflutet wurde (SERAPHIM 1962: 59). Möglicherweise gilt dies auch für den Gretberg.

3.7.1.2.1. Mittelterrasse (M)

Zu Beginn des Drenthe-Stadiums kam es neben einer durch das Periglazialklima begünstigten Abtragung auch zur Sedimentation des dabei anfallenden Soliflukts- und Schottermaterials. Innerhalb des Blattgebietes sind in diesem Zeitraum vermutlich die Kiese und Sande der Mittelterrasse von Wiembecke und Berlebecke abgelagert worden (vgl. Kap. 3.7.1.1.).

Die fluviatilen Terrassenkiese und -sande haben zwischen Hiddesen und Hornoldendorf eine relativ große Verbreitung auf den flacheren Hängen des Keuper-Untergrundes südwestlich der Bachtäler erreicht. Bei Schling erstreckt sich die Aufschotterung bis in eine Höhenlage von nahezu 60 m über dem heutigen Talniveau. STILLE & MESTWERT (1911: 48) setzten diesen 60 m Höhenunterschied mit der Mächtigkeit der Terrassenablagerung gleich. Als Begründung führten sie eine Absperrung des Abflusses von Wiembecke und Berlebecke durch das saalezeitliche Inlandeis an. ZIERCKE (1960: 44) konnte aber bereits nachweisen, daß durch das Fehlen nordischer Geschiebe ein früherer Zeitraum der Sedimentation in Betracht kommen muß. Sie deutet die hochgelegenen Schotter vielmehr als Reste, die bei einer allmählichen Tieferlegung des Talbodens am Hang zurückgeblieben sind. Eine Bohrung, etwa 40 m über dem heutigen Talniveau, nahe Punkt 187,6 nordöstlich von Schling, durchteufte ca. 8 m Terrassenkiese. Die Gesamtmächtigkeit wird auf etwa 25 m geschätzt.

Während die Mittelterrasse am Nordosthang des Teutoburger Waldes vollständig von Fließerde mit unterkretazischen Gesteinsblöcken verdeckt wird, ist sie im Talniveau der Wiembecke und Berlebecke von Lößlehm überkleidet.

Im Blattgebiet war der Terrassenkörper nur in einem Aufschluß zugänglich. Fluviatile Schotter fanden sich dort in einer Böschungswand am Ausgang des Silberbachtals in Heiligenkirchen (R 91 180, H 52 720). Die Gerölle, die an dieser Stelle den Unteren Keuper überlagern, setzen sich vorwiegend aus Unterkreide-Gesteinen und untergeordnet triassischen Sedimenten zusammen; nordische Geschiebe wurden nicht gefunden.

Die Zusammensetzung der Schotter läßt erkennen, daß ihr Material in der Hauptsache den Kreide-Gesteinen des Teutoburger Waldes entstammt und durch Wiembecke, Berlebecke und Silberbach transportiert worden ist. Eine Gliederung in zeitlich zu trennende Terrassen ist nicht möglich (STILLE & MESTWERDT 1911: 47).

In früheren Jahren waren westlich des Teuthofs zwei weitere Kiesgruben im Abbau, die heute jedoch verfüllt sind. ZIERCKE (1960: 42) beschreibt von dort wenig klassierte und deutlich abgeplattete Kiese, die mit Sand untermischt sind. Der relativ geringe Transportweg bestätigt sich durch eine schlechte Rundung der einzelnen Gerölle, unter denen sich auch viele größere eckige Blöcke befinden, die mitunter eine Länge von 60 cm erreichen können. In den Schottern sind Zähne von *Mammonteus primigenius* BLUMENBACH gefunden worden, die im Lippischen Landesmuseum in Detmold aufbewahrt werden.

3.7.1.2.2. 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 sich der drenthezeitliche Eisvorstoß – bei allmählicher Klimaerwärmung – verlangsamt und im Blattgebiet schließlich ganz zum Erliegen kam (Vereisungsgrenze), taute die bewegungslose Toteismasse ab und an deren Basis und Stirnseite blieb die Grundmoräne als unsortiert-schichtungsloses Material zurück.

Bereits während des Abschmelzvorganges begannen Abtragung und Zerstörung der Grundmoräne, die im Blattgebiet mit ihren geschiebereichen Ablagerungen jedoch auch heute noch weit verbreitet ist. Besonders im westlichen Lipper Bergland, wo sie in Geländedepressionen des flachwelligen Hügellandes der Abtragung widerstehen konnte, bildet sie eine nahezu geschlossene Decke, die bis zu 30 m Mächtigkeit erreichen kann. Auf den Keuper-Höhen selbst ist sie weitgehend erodiert, und man findet dort nur noch einzelne Geschiebe und Blöcke. Im Bereich der Osning-Achse liegen inselartig einige Restflächen.

In der Regel ist die Grundmoräne durchweg von einem Schleier junger Schichten überdeckt; vorwiegend sind es weichselzeitliche Lössе oder aber Flugsande wie bei Heidenoldendorf. Je nach der Menge der Aufnahme von unmittelbar oder in der Nähe anstehendem Gesteinsmaterial ist die Zusammensetzung des Grundmoränenkörpers unterschiedlich. Vielfach können einheimische Geschiebe in solcher Massierung auftreten, daß man von einer Lokalfazies der Grundmoräne sprechen darf.

Im frischen unverwitterten Zustand besteht die Grundmoräne aus einem grauen bis dunkelgrauen, meist stark sandig-kiesigen, mergeligen Ton oder Schluff und größeren, mäßig kantengerundeten Geschieben. Je nach Beschaffenheit des überfahrenen Untergrundes ist die Grundmoräne mehr sandig-tonig oder sandig-kiesig ausgebildet. Die tonige Substanz kann teilweise verstärkt ausgeschlämmt worden sein, so daß die Matrix lokal auch als schwach bis stärker toniger Geschiebesand (GRIMMEL 1973) anzusprechen ist. Im Schnitt beträgt der Ton- und Schluffanteil 60 – 65 %, die sandige Fraktion macht etwa 25 % aus, und der Kies- und Steinanteil erreicht zwischen 10 und 20 %.

An der Geländeoberfläche ist der graue Geschiebemergel bis in eine Tiefe von 2 – 3 m zu einem gelblichbraunen sandig-bindigen Geschiebelehm verwittert. Dabei ist der bis zu 20 % betragende Carbonatgehalt fortgeführt. Ferner wurden die zweiwertigen Eisenverbindungen zu dreiwertigen oxidiert, wodurch sich die ursprünglich graue Farbe in eine braune umwandelte.

Mineralogische Untersuchungen von fünf Geschiebelehmproben aus der ehemaligen Kiesgrube „Kater“ bei Hiddesen (R 90 100, H 54 430) ergaben folgenden Mineralbestand (Untersuchungen: H. GRÜNHAGEN, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.):

Quarz und Calcit sind die mengenmäßig wichtigsten Bestandteile; untergeordnet treten Feldspäte auf, während Dolomit in nur geringer bis sehr geringer Menge vorhanden ist. Der Tonmineralbestand setzt sich hauptsächlich aus Illit, Kaolinit, Smektit und Illit-Montmorillonit-Wechselschichtmineralen zusammen; hinzu kommt etwas Chlorit. Im Schwermineralspektrum herrschen Epidot und grüne Hornblende vor bei einer ansonsten sehr bunten Zusammensetzung. Dieses Ergebnis stimmt mit den von STEINERT (1952) für die norddeutschen Moränenablagerungen als charakteristisch erkannten Schwermineralbeständen überein:

Epidot	31	- 35	%	Turmalin	0,5 - 2	%
Hornblende	27	- 34	%	Disthen	0,3 - 1	%
Granat	11	- 13	%	Staurolith	0,3 - 1	%
Zirkon	6	- 15	%	Zoisit	0,3 - 0,6	%
Apatit	3	- 5	%	Sillimanit	0,3 - 0,5	%
Klinopyroxen	1	- 6	%	(?) Chrysoberyll	0,3 - 0,5	%
Titanit	2	- 3,5	%	Anatas	0,3 - 0,5	%
Rutil	1	- 3	%	Chloritoid	0,3	%
Andalusit	0,5	- 3	%	(?) Cassiterit	0,3	%

Die in der Grundmoräne angereicherten nordischen Geschiebe stammen zum großen Teil aus den Ursprungsgebieten des Inlandeises in Skandinavien (HESEMANN 1975 b). Sie bestehen in der Mehrzahl aus kristallinen Gesteinen (Granit, Gneis, Porphyry), quarzitischen Sandsteinen (Kambrium - Silur Skandinaviens) sowie Kreide-Feuersteinen (Flint) aus Norddeutschland und dem Ostseeraum. Der Bestand der unverwitterten Moräne an nordischen Leitgeschieben ist außerordentlich einheitlich und weist überall auf eine starke südschwedische Geschiebevormacht hin (SERAPHIM 1972: 69). Einzelne, extrem große nordische Geschiebe, auch Findlinge genannt, sind auf der Geologischen Karte besonders hervorgehoben. Die häufig in der Nähe von Wegekreuzungen oder Bauernhöfen anzutreffenden Findlinge sind dort meist nicht in der Eiszeit abgelagert worden, sondern sie wurden vielmehr von Menschenhand für kultische oder dekorative Zwecke an diese Plätze transportiert.

Im Geschiebemergel bei Braunenbruch (Detmold) hat WEERTH (1881: 460) eine Reihe von Geschieben nordischer fossilführender Sedimentgesteine gefunden, deren Bestimmung auf folgende Liefergebiete schließen läßt:

Orthocerenkalksteine des skandinavischen Untersilurs mit

Orthoceras duplex WAHLENBERG

Porambonites aequirostris VON SCHLOTHEIM

untersilurische Graptolithenschiefer von Schonen oder Bornholm mit

Diplograptus sp.

Formen des obersilurischen Gotländer Kalksteins mit

Atrypa reticularis LINNÉ

Orthis elegantula DALMANN

Chonetes striatella DALMANN

Spirifer sulcatus DAVIDSON

Nicht sicher bestimmbar ist die Herkunft einer mitteldevonischen

Calceola sandalina LAMARCK

Feuersteinkerne von Seeigeln aus der Kreide des Baltikums mit

Echinocorys ovatus (LESKE)

Micraster cor anguinum

Außer den nordischen Geschieben kommen im Blattgebiet auch zahlreiche einheimische vor. In der ehemaligen Kiesgrube „Kater“ in Hiddesen treten besonders häufig Geschiebe aus Muschelkalk und Lias-Tonsteinen auf. Des weiteren fanden sich in zwei stillgelegten Tongruben bei Detmold (R 90 000, H 56 270) und Altenkamp (R 97 700, H 58 450) Gesteine aus dem Wiehen- und Wesergebirge sowie aus dem umliegenden Keuper-Bergland. Häufig sind auch der widerstandsfähige Rhät-Quarzit (Hauptsandstein), der Portasandstein und der Wiehengebirgs-Quarzit anzutreffen. Eine ausführliche Beschreibung der einheimischen Leitgeschiebe in den genannten Tongruben sowie im gesamten Raum zwischen Osning und Weser ist bei SERAPHIM (1972: 46) nachzulesen.

WEERTH (1881: 467) hat eine umfangreiche Liste von Versteinerungen aus Geschieben nordwestdeutschen Ursprungs erstellt, die er im wesentlichen im Geschiebemergel bei Braunenbruch (Detmold) gefunden hat.

Aufgrund des Geschiebeinhaltes schließt SERAPHIM (1972: 51) auf einen Gletscherstrom, der aus dem Ravensberger Land (Herforder Lias-Mulde) über die Muschelkalk-Kette der Osning-Achse hinweg in den Detmolder Raum gelangte.

SERAPHIM (1962, 1966, 1972) hat für das Mittelgebirge die Grobgeschiebestatistik entwickelt, um glaziale Halte zu erfassen. Aus der Ansammlung von fluviatil nicht transportablen, groben nordischen Blöcken in schmalen Geländestreifen (wenige 100 m bis etwa 2 km) lassen sich Stillstandslagen des Eises ablesen, wenn auch die Endmoränen schon lange erodiert sind. Es werden dabei nur Geschiebe mit einer Mindestgröße von 40 cm erfaßt. Im Blattgebiet läßt sich ein solches Endmoränenskelett nahe der saalezeitlichen Vereisungsgrenze bei Johannettental, Eichholz und südlich von Rödlinghausen feststellen; weitere bemerkenswerte Blockansammlungen finden sich auch bei Heiden, Hedderhagen, Niewald und Jerxen. Die erwähnten Grobgeschiebehäufungen gehören einem glazialen Halt an, den SERAPHIM (1972: 62) als „Dörenschlucht-Hemeringer-Halt“ – hier mit dem Lobus „Detmolder Bogen“ – bezeichnet hat.

Ein Blockmeer von besonderer Bedeutung befindet sich auf anstehendem Oberen Keuper am oberen Südwesthang des Rotenberges. Dort ist der Boden des Geländes mit einheimischen Böcken geradezu übersät. SERAPHIM (1962: 59) deutet diese Blockhäufung in einer Höhe von etwa + 235 m NN als Grenze der Inlandeisbedeckung und bezeichnet den Rotenberg als nicht vergletscherte Erhebung (Nunatak). Ähnliche Verhältnisse gelten vermutlich auch für den Gretberg bei Bentrop. Dort finden sich am Nordhang Geschiebe bis zu einer Höhe von etwa + 230 m NN.

Eine Lokalmoräne mit starker Dominanz des einheimischen Mesozoikums ist in einem kleinen Böschungsrand östlich von Unterwiembeck (R 98 000, H 61 840) zugänglich und war zudem auch in dem Tonlager der ehemaligen Ziegelei Altenkamp (R 97 700, H 58 450) bis vor wenigen Jahren aufgeschlossen.

Am Nordufer der Marpe liegen gut gerundete Gesteinsblöcke unterschiedlicher Größe dicht aufeinander gepackt. Sie bestehen überwiegend aus mürben Sandsteinen des Schilfsandsteins. Dazu treten Mergelsteine des Mittleren Keupers, steinmergelartige Tonsteine, quarzitisches Sandsteine und dunkelgraue bis schwarze Tonsteine aus dem Oberen Keuper; ganz vereinzelt ist auch nordisches Material feststellbar. STILLE & MESTWERDT (1911: 44) deuten das Vorherrschen von Sandsteinen des Mittleren Keupers, die wegen ihrer mürben Beschaffenheit nur selten im Geschiebemergel vertreten sind, als eine vom Inland-

eis losgerissene Scholle von Schilfsandstein, die bei ihrem Transport auch Gesteinsbrocken jüngerer Ablagerungen mit aufgenommen hat.

Die Lokalmoräne von Altenkamp war wegen ihrer angeblich eingelagerten miozänen Braunkohlenflöze (vgl. Kap. 3.6.1.) schon mehrfach Anlaß für Untersuchungen gewesen. Bis 1972 stand in der Grube der ehemaligen „Mosebecker Tonwerke“ eine durch Geschiebe aus quarzitischen Sandsteinen des Oberkeupers und Jura-Tonsteinen der näheren Umgebung stark überprägte Lokalfazies der drenthezeitlichen Grundmoräne an. Nordisches Material wurde nur in Form kleinerer Feuersteine und in auffallend geringer Menge gefunden. Die Tonsteine konnten durch Fossilbestimmungen eindeutig als Lias-Ablagerungen erkannt werden. KNAUFF (in SERAPHIM 1972: 70) bestimmte aus der Mikrofauna *Marginulina prima* D'ORBIGNY, *Lingulina tenera* BORNEMANN und *Ogmoconcha amalthei* (QUENSTEDT). Weiterhin fanden sich Jugendformen von Psiloceratiten, Bruchstücke von *Schlotheimia angulata* VON SCHLOTHEIM, *Gryphaea arcuata* LAMARCK und *Aegoceras raricostatum* VON ZIETEN (STILLE & MESTWERDT 1911: 42). An mehreren Stellen wird von einer Tonschuppe mit starken Stauchungserscheinungen berichtet. SERAPHIM (1972: 50) schließt auf einen Eisdruck aus westlicher bis nordwestlicher Richtung; die Jura-Gesteine stammen offensichtlich aus dem „Wilberg-Barkhausener Lias-Graben“.

Das Auftreten nordischer Geschiebe zwingt nicht unbedingt zur Annahme, daß an diesen Stellen auch das Inlandeis gestanden hat. Vielmehr kann in Talungen der Umgebung, wo die Bedingungen für die Erhaltung von Grundmoräne günstiger sind, nordisches Material ganz vereinzelt als Schotter angetroffen werden, die vom Gletscherrand fluvial entfernt wurden und so eine weitergehende Vereisung vortäuschen. Ein solcher Vorgang kann für das Gebiet östlich von Barkhausen angenommen werden, wo einzelne Geschiebe auf den Feldern gefunden wurden, Bohrungen hingegen Fließerde durchteuften.

Im Blattgebiet Detmold ist die Mächtigkeit der Grundmoräne mit stellenweise bis zu 30 m relativ hoch. Während am nordwestlichen Blattrand (Niewald, nördlich von Heiden) nur etwa 2 m Geschiebelehm erbohrt wurden, nimmt die Grundmoränendecke in Richtung auf die Vereisungsgrenze beträchtlich zu: Hiddesen 11 m, Eichholz > 20 m, Dehlentrup 27,5 m, Wahnbeckerheide 21 m, Donop 20 m. Offensichtlich wurde in den Geländeabschnitten, wo größere Erhebungen dem Eis ein weiteres Vordringen verwehrten (Vereisungsgrenze), die Grundmoräne endmoränenartig zu solchen Mächtigkeiten angehäuft. Außer der Erosion an den steiler abfallenden Hängen wurde der Geschiebemergel wahrscheinlich auch solifluidal umgelagert und in den Niederungen akkumuliert.

Aufschlüsse im Geschiebemergel sind selten, da die früher häufigen Tongruben zur Ziegelherstellung schon lange aufgegeben worden sind. Einziges Vorkommen im Blattgebiet ist die ehemalige Kiesgrube „Kater“ in Hiddesen (R 90 100, H 54 430) (vgl. Kap. 3.7.1.1.).

Eindeutig nachgewiesene Nachschüttssande konnten auch durch kartierbegleitende Bohrungen nicht erkannt werden.

3.7.1.3. Eem-Warmzeit (ee)

Das Jungpleistozän setzt mit der Eem-Warmzeit ein. Von diesem Interglazial zwischen dem Warthe-Stadium der Saale-Vereisung und der nachfolgenden Weichsel-Kaltzeit sind Ablagerungen im Blattgebiet wahrscheinlich vorhanden, jedoch nicht eindeutig nachgewiesen. SERAPHIM (1973: 251) stellte in dem Aufschluß der ehemaligen Kiesgrube „Kater“ in

Hiddesen (R 90 100, H 54 430) fest, daß an der Oberfläche der Grundmoräne – unter der Lößbedeckung – eine etwa 10 cm mächtige lockere Steinsohle aus nordischen Geschieben gelagert ist (vgl. Kap. 3.7.1.1.), „die aus einer Abtragungsphase stammen muß, die der Lößsedimentation vorausging. Eine solche Phase hat während des Eem-Interglazials bestanden“. Der Löß im Hangenden der Geschiebesohle ist entkalkt und wird der Weichsel-Kaltzeit zugerechnet.

In insgesamt vier Sondierbohrungen – bei Hummerntrop und östlich von Dehlentrop – wurden im Hangenden der Grundmoräne humose bis stark humose Tone mit Mächtigkeiten von 0,1 m bis 1,5 m durchteuft. Möglicherweise handelt es sich auch hier um eemwarmzeitliche Bildungen.

Ein sicherer Nachweis des Eem-Interglazials gelang etwa 600 m westlich, außerhalb des Blattgebietes, von Detmold in einem Steiluferprofil an der Werre bei Nienhagen (TK 25: 4018 Lage; R 87 940, H 57 680). In einer mutmaßlichen Subrosionssenne konnten Torfablagerungen nach der stratigraphischen Position und dem paläofloristischen Befund an den Übergang von einem frühen zu einem mittleren Abschnitt der Eem-Warmzeit eingeordnet werden (SCHÜTRUPF 1980: 70).

3.7.1.4. Weichsel-Kaltzeit

Während der Weichsel-Kaltzeit breitete sich das Inlandeis letztmalig von Nordeuropa bis nach Norddeutschland aus. Der weiteste Vorstoß des Eises blieb jedoch schon nördlich der Elbe in Schleswig-Holstein stecken. Der lippische Raum lag somit im periglazialen Klimabereich und wurde durch ausgeprägte Klimaschwankungen beeinflusst.

Zu Beginn der Weichsel-Kaltzeit schnitten sich durch Tieferlegung der Erosionsbasis in der Nordsee die Flußsysteme weiter ein; die Flußtäler und -terrassen entwickelten sich in ihrer heutigen Form. Während kurzer Auftauphasen geriet das Boden- und Verwitterungsmaterial an den Hängen von Keuper- und Unterkreide-Höhen ins Fließen. Aus den Schotterebenen der Bäche und Flüsse wurde in der Folgezeit feinkörniges Material (Löß, Sandlöß, Flugsand) ausgeblasen und seitwärts auf den älteren Ablagerungen abgesetzt.

Im Blattgebiet sind aus diesem Zeitabschnitt keine humosen Horizonte angetroffen worden.

3.7.1.4.1. Niederterrasse (N)

Als Niederterrasse wird der Schotterkörper am Unterlauf der Berlebecke (= Knochenbach) und an der heutigen Talau der Werre bei Detmold angesprochen. Die im wesentlichen aus Kies und Sand bestehenden Ablagerungen füllen die zu Beginn der Weichsel-Kaltzeit eingetieften Rinnen der beiden Bachläufe aus. Bei Detmold erreicht die Niederterrasse eine Breite von mehr als 700 m.

Aus einem Aufschluß in der ehemaligen städtischen Kiesgrube, nordöstlich von Brauenbruch (R 90 500, H 56 800), beschreiben STILLE & MESTWERDT (1911: 50) im Liegenden einer ca. 1 m mächtigen Sandschicht mehrere Meter Fein- bis Grobkiese, die sich vorwiegend aus nur wenig abgerollten Oberkreide-Kalksteinen zusammensetzen. Untergeordnet treten auch Muschelkalk-Gerölle, quarzitisches Sandsteine des Oberkeupers und Sandsteine der Unteren Kreide auf, die zum Teil stark eisenschüssig sind; ganz vereinzelt fanden sich nordische Geschiebe.

Bohrungen im Stadtgebiet von Detmold durchteuften – unter 1 – 2 m Sand- und Schluffablagerungen – Kiesschichten mit Mächtigkeiten von ca. 4 bis 12 m. Die überwiegenden Grobkiese bestanden aus hellgrauem Kalkstein, Sand- und Tonsteinen der Keuper-Formation sowie teilweise nordischem Material (Granit). Stellenweise treten auch hellgraue, stark sandig-schluffige Feinkiese mit deutlichem Kalkgehalt auf. Neben den Auensanden kann die Niederterrasse auch von geringmächtigem Flugsand überlagert werden.

3.7.1.4.2. Fließerde („fl“)

Durch Bodenfließen (Solifluktion) während der weichselzeitlichen Tauperioden ist Verwitterungsmaterial von Keuper-Gesteinen – besonders aber auch von Unterkreide-Ablagerungen im Bereich der Grotenburg – an den mitunter steil abfallenden Hängen talwärts bewegt worden. Das Gleiten von Feinmaterial und grobem Gesteinsschutt erfolgte in der stark wassererfüllten Auftauzone auf Dauerfrostboden von überwiegend Keuper- und Jura-Sedimenten. Im Bohrprofil ist dabei oftmals eine Unterscheidung von angewittertem Keuper-Gestein und grobsteiniger Fließerde nicht feststellbar, so daß die Fließerden möglicherweise an manchen Stellen eine größere Verbreitung haben als in der Geologischen Karte dargestellt wurde. Auch hat sich beim Kartieren die Einschränkung ergeben, daß Lößfließerde, also Schichten aus solifluidal umgelagertem Lößmaterial, im Kartenbild nicht als Fließerde ausgeschieden wurde, sofern der Löß über einige Dezimeter Mächtigkeit nahezu „rein“ erschien. Des weiteren wurde auf die Auskartierung eines schmalen Streifens unmittelbar vor dem steil aufragenden Osning-Sandstein verzichtet, wo die Umlagerung des, durch Frostsprengung grobstückig zerfallenen, Unterkreide-Gesteins vermutlich durch Versturz erfolgte und weniger durch einen Gleitvorgang. Der Hangschutt in diesem eng begrenzten Saum ist als ein Äquivalent der Fließerde aufzufassen (LEPPER 1976: 74).

Die Fließerde ist ein weitgehend strukturloses Gemenge verschiedener Korngrößen der auf den Höhen anstehenden Gesteine. Mitunter zeichnet sie sich durch eine knäuelig-verwürgte Schichtung aus. Ihre petrographische Zusammensetzung schwankt in weiten Grenzen, da sie in jeder Hangposition alles oberhalb oder im unmittelbaren Liegenden auftretende Lockermaterial einschließlich der Verwitterungsprodukte aus dem Festgestein enthalten kann. Verbreitet ist eine feinkörnige Grundmasse aus Schluff mit Schutt in wechselndem Anteil und unterschiedlicher Korngrößenverteilung.

In den Hangbereichen der Unterkreide-Kette des Teutoburger Waldes wurde in zahlreichen Bohrungen über anstehendem Mesozoikum mehr als 8,5 m sandiger bis stark sandiger brauner – auch grauer – Schluff durchteuft, dem immer wieder kantige Gesteinsbrocken eisenschüssiger, vorwiegend weißlichgrauer Sandsteine – oder untergeordnet Keuper-Tonsteine – eingeschaltet sind. Die Erstreckung der Fließerde richtet sich im wesentlichen nach dem Gefälle des Geländes. An der Grotenburg reicht sie an beiden Hangseiten bis nahe an die Bachläufe von Berlebecke beziehungsweise Heidenbach heran. Der Westabfall ist zum großen Teil auch mit Verwitterungsmaterial des Flammenmergels durchsetzt.

Die Fließerden unterhalb von Keuper-Anhöhen sind in der Regel bindiger, es überwiegt die tonige Komponente in einem graubraunen bis braunen oder rötlichbraunen Schluff mit Gesteinsschutt von grauen oder rötlichbraunen Tonsteinen bei geringerem oder fehlendem Anteil an Sandsteinen.

Fließerden sind im Blattgebiet sicherlich weiter verbreitet als es das Kartenbild aussagt. Meist ist aber – neben den anfangs erwähnten Schwierigkeiten – die Auflage, bedingt durch

eine intensive Abtragung, zu geringmächtig, als daß eine weitergehende Darstellung erfolgen könnte. In einigen Abschnitten ist die Fließerde von einer geschlossenen Lößdecke überkleidet.

Aufschlüsse gibt es im Blattgebiet nicht. Die Mächtigkeit der Fließerde dürfte im Bereich der Grotenburg bis ca. 10 m betragen; in der übrigen Verbreitung werden Mächtigkeiten von 2–6 m angenommen.

3.7.1.4.3. Löß, z. T. Sandlöß (**Lö**)

Große Bereiche des Blattgebietes werden an der Oberfläche von feinkörnigen Ablagerungen eingenommen, die durch Windtransport sowohl die Altmoränenlandschaft als auch die eisfrei gebliebenen Gebiete mit unterschiedlicher Mächtigkeit bedecken. Während des ausgeprägten periglazialen Klimas in der Weichsel-Kaltzeit wurden große Mengen Gesteinsstaub aus den damals von pflanzlichem Bewuchs fast freien pleistozänen Ablagerungen, wie der Grundmoräne, den Schotterfluren der Bäche und Flüsse aber auch dem Verwitterungsschutt des Gebirges, ausgeblasen und als Löß ursprünglich auf dem gesamten Blattgebiet – wenigstens als dünner Schleier – sedimentiert. Für Westeuropa nimmt man heute im wesentlichen West- bis Nordwestwinde an, was eine Bestätigung in der Abnahme der Korngrößen in östlicher Richtung findet (LIEDTKE 1981: 168). Weite Bereiche wurden nachträglich abgetragen, umgelagert und mit Solifluktionsschutt vermischt. Besonders an den Unterhängen der Höhenrücken ist der Löß wahrscheinlich verschwemmt und müßte als Fließerde dargestellt werden. Eine Unterscheidung solcher Verlagerungen im Bohrprofil war jedoch nicht möglich (vgl. Kap. 3.7.1.4.2.).

Unverwitterter, kalkhaltiger, gelber Löß (bis 20 % CaCO_3) ist im Blattgebiet nirgendwo erhalten; er ist vielmehr im Holozän zu einem kalkfreien, gelbbraunen Lößlehm verwittert. Dieser besteht zu 50–60 % aus Mittel- bis Grobschluff und kann jeweils bis zu 20 % Ton- oder Sandanteil führen. Eine Abgrenzung von Löß gegen Sandlöß (15–20 % Sand) konnte nicht erfolgen, da die Übergänge fließend sind und eine Auskartierung einen zu großen Aufwand erfordert hätte.

Der Lößlehm gleicht im Gelände Reliefunterschiede aus und beeinflußt im hohen Maße Bodenart und Bodentyp. Seine Mächtigkeit beträgt in der Regel wenige Dezimeter bis etwa 3 m. Bei Brüntrup und westlich von Donop werden mit jeweils 4,7 m die größten Mächtigkeiten erreicht.

Nach ARNOLD & BODE & WORTMANN (1960) entstammen Löß und Sandlöß hauptsächlich dem Hochglazial der Weichsel-Kaltzeit. Auffallend ist, daß die Niederterrasse an keiner Stelle von Lößlehm überlagert wird und beide Sedimente scharf gegeneinander abgegrenzt sind. Daraus kann man schließen, daß die Ablagerung der Terrasse in der Endphase länger gedauert hat als die Lößüberwehung (KNAUFF 1978: 68). Eine stratigraphische Gliederung des Lösses ist aufgrund fehlender Zeitmarken (fossile Böden) nicht möglich gewesen.

In einem Aufschluß bei Obernhausen (R 96760, H 58780) ist ockergelber Lößlehm zugänglich; er überlagert hier Tonsteine und quarzitisches Sandsteine des Oberen Keupers mit ca. 3 m Mächtigkeit.

3.7.1.4.4. Flugsand, z. T. Dünen (**S,a**)

Die während des Periglazials der Weichsel-Kaltzeit äolisch transportierten Sande überlagern am westlichen Rand des Blattgebietes Terrassen- und Grundmoränensedimente in der

Werreniederung, Muschelkalk- und Keuper-Gesteine westlich von Hiddesen sowie kleinere isolierte Flächen in der Heidenbachtalung und Turon-Schichten im Oberkreide-Zug des Teutoburger Waldes. Der Flugsand stellt die feinsandige Komponente einer Ablagerung dar, die ursprünglich aus den von pflanzlichem Bewuchs fast freien pleistozänen Sanden des Sennegebietes (STILLE 1911: 44) und dem Verwitterungsschutt des Gebirges stammt. Nach STILLE & MESTWERDT (1911: 51) herrschte eine westliche bis südwestliche Windrichtung vor, durch welche die Sande über die Höhen des Teutoburger Waldes hinweg auch in deren Täler auf nordöstlicher Seite und bis hinab in die Werreniederung geweht wurden. Da Flugsande die Niederterrasse überlagern und in der holozänen Werretalau fehlen, kann man auf eine im wesentlichen spätweichselzeitliche Entstehung schließen.

Der Flugsand überschichtet ohne erkennbare Bodenbildung die unterlagernden Sedimente. Er ist ein relativ reiner, meist strukturloser, gleichkörniger, gut sortierter Quarzsand, dessen Korngrößenmaximum zwischen 0,1 und 0,2 mm liegt. Seine Farbe ist weißgrau bis bräunlichgrau, wobei die dunklere Färbung vor allem unter dichter Bewaldung festzustellen ist und damit eine deutliche Podsolierung erkennen läßt. Die Mächtigkeit beträgt in ausgefüllten Hohlformen auf der Hochfläche und in Talungen des Teutoburger Waldes ca. 4 m, in der übrigen Verbreitung schwankt sie zwischen wenigen Dezimetern und etwa 3 m. Westlich von Hiddesen ragten aus einem welligen Untergrundrelief verschiedentlich Muschelkalk und Unterer Keuper hervor. Bei Krähenberg im Werretal liegt der Flugsand als Düne über der Niederterrasse; die Düne stellt jedoch nur eine morphologische Varietät des Flugsandes dar.

3.7.2. Holozän

Die Ablagerungen des Holozäns umfassen im Blattgebiet die jüngsten Lockersedimente in den Tälern, Sinterkalkbildungen sowie anthropogene Sedimente. Eine stratigraphische Abgrenzung des Holozäns gegen das Jungpleistozän ist mangels zusammenhängender Profile nicht eindeutig möglich. Als Beginn des Holozäns wird die erste anhaltende Klimaverbesserung nach dem Weichsel-Spätglazial angesehen, in der eine wärmeliebende Vegetation in den lippischen Raum einwandern konnte. Einzelne Torfproben waren lokal für eine genauere Altersdatierung innerhalb des Holozäns verwertbar. Ehemalige Torfvorkommen bei Krähenberg und Röhrentrup (STILLE & MESTWERDT 1911) wurden entwässert und sind heute unter Kultur genommen.

Die Ausgestaltung der holozänen Talauen und die Art ihrer Sedimentfüllung hängt unmittelbar von dem geologischen Bau ihrer nächsten Umgebung ab. Sie zeichnen den Verlauf der natürlichen Oberflächenabflüsse nach, umfassen aber auch heute abflußlose Senken. Die Hauptbäche des Blattgebietes (Werre, Berlebecke, Oetternbach, Passade) haben sich zunehmend in das Gelände eingeschnitten und besitzen mit mehr oder weniger hohen Böschungen deutliche Talbödenabgrenzungen. Zusammen mit den sandigen und schluffigen Windablagerungen des Pleistozäns wurden Verwitterungsrückstände des Gebirges von den abfließenden Wässern in die Auen der Täler transportiert und dort bei geringerer Fließgeschwindigkeit abgelagert. Je nach Beschaffenheit des Untergrundes im Einzugsgebiet sind die Talauensedimente mehr sandig, schluffig oder tonig ausgebildet. Nach dem Überwiegen der einen oder anderen Komponente kann zwischen Auensand und Auenlehm unterschieden werden. Eine genaue Abgrenzung war jedoch nur selten möglich, so etwa im

Stadtgebiet von Detmold, wo die Werreniederung an Breite gewinnt, und an den Unterläufen von Berlebecke und Heidenbach.

Im übrigen Blattbereich konnte in den kleineren Bachläufen keine Differenzierung hinsichtlich der Bodenbeschaffenheit der vom fließenden Wasser eingeebneten Talrinnen vorgenommen werden. In der Regel überwiegen dort tonig-schluffige Sedimente, deren Material aus den Tonsteinen des Keupers stammt oder von den weitverbreiteten Löß- und Geschiebelehmdecken eingeschwemmt wurden.

Im Einflußbereich kalkhaltiger Quellen in den Cenoman-Ablagerungen bei Schling wurde zellig-poröser Sinterkalk ausgeschieden.

3.7.2.1. Auensand (S,ta)

Am Unterlauf der Berlebecke sowie im Heidental und in der breiten Werreniederung bei Detmold konnten durch Bohrungen vorwiegend feinkörnige Sande mit wenig schluffigen Einschaltungen auskartiert werden. In seinem Verbreitungsgebiet überlagert der Auensand im wesentlichen die ausgedehnten Niederterrassensedimente und erreicht eine Mächtigkeit von ca. 1 m. Nördlich von Braunenbruch und am Unterlauf des Heidenbaches kann die Sandauflage knapp über 2 m betragen.

Als Liefergebiete kommen der Sandsteinzug des Unterkreide-Rückens mit seinem Verwitterungsmaterial sowie die pleistozänen Flugsandflächen in Frage, die von den Bächen Berlebecke, Silberbach und Heidenbach durchflossen werden.

Die Fein- bis Mittelsande sind graubraun bis dunkelbraun und weißgrau, meist schwach schluffig und können stellenweise humose Einschaltungen führen.

3.7.2.2. Auenlehm (L,ta)

Auenlehme bilden im Blattgebiet als mehr oder weniger geschlossene Decke die Talböden der weitaus meisten ständig fließenden Gewässer, ebenso der heute abflußlosen Senken. Als Liefergebiet dienten zutage anstehende Ton- und Tonmergelsteine (Keuper, Jura) und Kalksteine (Oberkreide, Muschelkalk) mit ihren jeweiligen Verwitterungsbildungen, sowie umgelagerter Löß- und Geschiebelehm, der in die Bachläufe eingeschwemmt wurde.

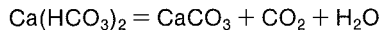
Der Auenlehm ist ein gelbbrauner bis brauner und grauer, schwach toniger bis toniger, zum Teil schwach feinsandiger Schluff mit wechselndem Humusanteil. Mitunter können dünne Torflagen zwischengeschaltet sein. Der Auenlehm ist meist wassererfüllt, unverfestigt und oft von breiiger Konsistenz. Durch Wechsel in der Wasserführung und im Verlauf der Gewässer ändert sich seine Zusammensetzung kleinräumig. Die Mächtigkeit beträgt einige Dezimeter bis wenige Meter. In der Werreniederung können stellenweise 4–5 m erreicht werden.

Pollenanalytische Untersuchungen einer Torfprobe aus dem Silberbachtal bei Schling (R 90 300, H 51 870) ergaben eine Altersdatierung von nicht älter als Subboreal (Zone IX nach OVERBECK 1950; Bestimmung: H.-W. REHAGEN, Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).

3.7.2.3. Sinterkalk (,Ks)

Am Vogelpark in Schling (R 90 080, H 51 640) war früher ein Karstsediment (ROSENFELD 1961: 95) aufgeschlossen, das sich als Sinterkalk vor einer im Cenoman-Mergel liegenden Grundwasseraustrittsstelle ablagerte. Das gräulichweiße Sediment ist ziemlich fest, stark zellig-porös und enthält Landschnecken und Blattabdrücke; es wurde seinerzeit zu Grottenbauten benutzt (WAGENER & WEERTH 1890: 73).

Seine Entstehung verdankt der Sinterkalk stark mit Calciumhydrogencarbonat beladenen Wässern, denen beim Austritt an der Quelle durch Druckentlastung, Pflanzenwuchs und Erwärmung eine große Menge Kohlendioxid entzogen wird. Dabei zerfällt die Verbindung und freier Kalk fällt als Sinterkalk aus; die chemische Formel dazu lautet:



Das erwähnte Vorkommen bei Schling ist heute nur noch relikthaft aufgeschlossen. Die Mächtigkeit wird auf 3 m geschätzt.

3.7.2.4. Künstliche Aufschüttung oder Auffüllung (,,y)

Bei den künstlichen Ablagerungen des Blattgebietes handelt es sich überwiegend um Bauschutt, Hausmüll und feste Industrieabfälle, die vor allem in ehemalige Kies- und Ziegeleitongruben, in Kalkstein- und Sandsteinbrüche sowie alte Tonmergel- und Mergelgruben eingebracht wurden. Künstliche Aufschüttungen sind unter anderem bei der Anlage von Sportplätzen benötigt worden.

Eine Aufschüttung besonderen Ausmaßes stellt die Deponie Hellsiek des Abfallbeseitigungsverbandes Detmold dar, die sich westlich von Mosebeck erstreckt und zur Zeit erst etwa die Hälfte ihrer künftigen Ausdehnung besitzt. Eine weitere Großverfüllung findet im Westteil des Kalksteinbruches am Gretberg statt.

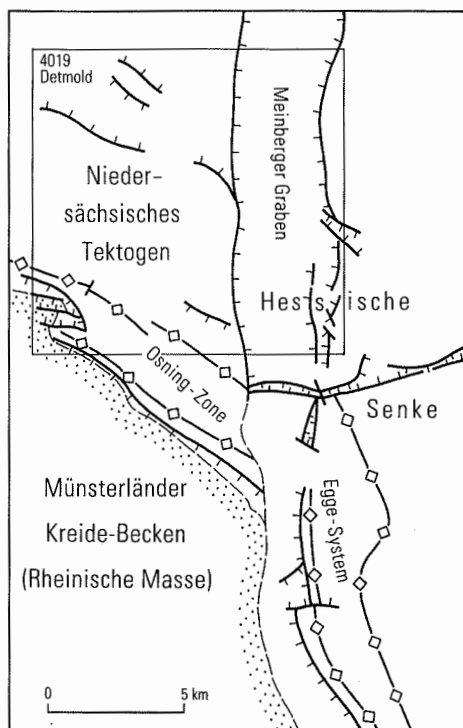
Die überwiegende Zahl aller ehemaligen Gruben und Steinbrüche ist heute wieder mit kulturfähigem Bodenmaterial überdeckt und wird vorwiegend landwirtschaftlich genutzt; ein unbedeutender Teil ist bebaut.

In Neubaugebieten gibt es oftmals kleinere Aufschüttungszonen, die meist weniger als 2 m mächtig sind; sie konnten in die geologische Karte nicht aufgenommen werden. Ebenfalls ohne besondere Signatur blieben die Dämme der Eisenbahnlinie Herford – Altenbeken und verschiedene Straßenbauten.

4. Gebirgsbau

Das Blattgebiet Detmold liegt im Grenzbereich Rheinische Masse, Niedersächsisches Tektogen und Hessische Senke (Abb. 9). In seinem Südwestteil ist die Randzone des Münsterländer Kreide-Beckens über der Rheinischen Masse erfaßt. Der Gebirgsbau des überwiegenden Blattbereichs wird durch das Aufeinandertreffen der Großstrukturen Niedersächsisches Tektogen und Hessische Senke bestimmt; die tektonischen Formen und die Tektogenese sind entsprechend komplex (MEIBURG 1980, ROSENFELD 1980).

Abb. 9 Das Blattgebiet Detmold im Grenzbereich tektonischer Einheiten



Nach klassischer Auffassung bildet der kartierte Raum einen Ausschnitt aus dem saxonischen Bruchfaltengebiet, wobei sich das Saxonikum zwischen der südlichen Grenzstufe der skandinavisch-russischen Großscholle und den variscisch gefalteten deutschen Mittelgebirgen erstreckt (RICHTER-BERNBURG 1977: 11). BOIGK (1968) bezeichnete den Bereich innerhalb des Saxonikums von der Pompeckjschen Scholle im Norden bis zur Rheinischen Masse im Süden als Niedersächsisches Tektogen. Zu einem darin liegenden kleineren tektonischen Element, der Nordwestfälisch-Lippischen Schwelle (HAACK 1925), gehört der dem Münsterländer Kreide-Becken im Nordosten vorgelagerte Raum. Die Lagerungsverhältnisse im Südostteil dieser Schwelle, zu dem das auf dem Blatt dargestellte Gebiet gehört, werden durch den Südostabschnitt der Osning-Zone und das Lippische Keuper-Gebiet bestimmt.

Der gesamte Raum wurde seit dem jüngeren Mesozoikum von einer ganzen Anzahl tektonischer Ereignisse betroffen, deren Strukturformen im wesentlichen Ausdruck von Pressungs- und Zerrungsbeanspruchungen sind (LOTZE 1950: 329). Der tektonische Stil ist gekennzeichnet durch Verwerfungen und flache Überschiebungen. Die Aufsattelung des Grotberges, die von herzynischen Störungen begleitet wird, ist möglicherweise eine Folge halokinetischer Vorgänge (STAMPA 1973). Daneben müssen im Blattgebiet Auslaugungserscheinungen zur Erklärung von Subrosionssenken und Erdfällen herangezogen werden. Subrosionsfähige Salinargesteine im weiteren Sinne, das heißt Steinsalz, Gips und Anhydrit, kommen im Zechstein, im Röt, im Mittleren Muschelkalk und im Mittleren Keuper vor.

4.1. Lagerungsverhältnisse

Im Bereich des Niedersächsischen Tektogens wird das Blattgebiet durch zahlreiche Südost– Nordwest bis Ostsüdost–Westnordwest streichende tektonische, teilweise auch morphologisch hervortretende Einheiten sowie Sättel und Mulden gegliedert (vgl. Taf. 2 in der Anl.). Die Osning-Zone mit ihren beiden Sattelstrukturen ist durch mehrere Verwerfungen quer zur Streichrichtung zusätzlich gestört. Die Berlebecker Achse taucht in nordwestlicher Richtung bei Schling unter transgressiv auflagernde Kreide ab, wobei die geologischen Verhältnisse im Bereich der Grotenburg – in der Randzone des Münsterländer Kreide-Beckens – präkretazische und intensive posthume spät- oder postkretazische tektonische Bewegungen anzeigen (STILLE 1910 a: 31). Der Abschnitt ist von drei in Ost–West-Richtung verlaufenden Abschiebungen stark verworfen. Die Osning–Überschiebung, die parallel zur Osning–Achse verläuft, ist die Randüberschiebung des Niedersächsischen Tektogens auf das südliche Vorland am Ende der Kreide-Zeit. Die Südost–Nordwest streichende Störungslinie ist, wie bereits STILLE (1927: 221) zeigen konnte, eine in Oberflächennähe sehr flache, deckenartige, südvergente Überschiebung (ROSENFELD 1983: 37). Die Osning–Achse wird von zwei südwestvergenten Sattelstrukturen gebildet, die jeweils im Südwesten durch eine Aufschiebung begrenzt werden. Südöstlich von Hornoldendorf ist nur noch der nördliche Sattelzug erkennbar (EICKELBERG 1982: 30).

Der größte Teil des Blattgebietes wird vom Lippischen Keuper-Gebiet eingenommen, wobei die östliche Grabenzone tektonisch bereits der Hessischen Senke zugeordnet wird (ROSENFELD 1980: 718). Der westliche Bereich ist von herzynisch streichenden Sätteln und Mulden durchzogen. In der nördlichen Hälfte des Blattgebietes liegt eine breite Einmuldung, die von einer vermuteten Abschiebung in mehrere Muldenzonen aufgeteilt wird; die Streichrichtung ist Ost–West bis Südost–Nordwest. Der Gretberg–Horst stellt eine Aufsattelung von Oberen Muschelkalk-Schichten innerhalb des Lippischen Keuper-Gebietes dar.

Der Nord–Süd streichende Meinberger Graben schneidet mit seiner westlichen Randstörung kleinere Sättel und Mulden scharf ab und dokumentiert damit sein relativ junges Einbruchsalter. Innerhalb dieser rheinischen Schwächezone (ROHDE 1963) liegen mehrere Grabenstrukturen mit liassischen Sedimenten in einer vorwiegenden Oberkeuper-Umgebung. Mit Ausnahme des Brüntruper Lias-Grabens ist die Streichrichtung der übrigen Strukturen sowie der Sättel und Mulden ebenfalls Nord–Süd ausgerichtet. Innerhalb des Meinberger Grabens liegen zudem zwei größere Subrosionssenkten bei Donop und bei Mosebeck.

4.1.1. Osning-Zone

Die Osning-Zone ist ein Gebiet besonderer tektonischer Beanspruchung; sie markiert den Grenzbereich zweier Großschollen. Im Südwesten liegt die Rheinische Masse, ein alter Faltengebirgskomplex, der in seinem nördlichen Teil von Schichten der Kreide überdeckt ist. Er entstand in seinem Kern während der Karbon-Zeit und trat in der jüngeren Erdgeschichte immer wieder als Festlandsbereich in Erscheinung. Im Nordosten schließt sich das Niedersächsische Tektogen an, ein relativ junger Bruchfaltenkomplex, der in der ausgehenden Kreide-Zeit im Bereich des ehemaligen Niedersächsischen Beckens geformt

wurde. Die eigentliche Grenze zwischen diesen beiden Baueinheiten wird durch eine Überschiebungsstruktur (Osning-Überschiebung) mit aufgerichteten Schichten im Südwesten und einer sattelförmigen Aufwölbung (Osning-Achse) im Nordosten gebildet (HENDRICKS & SPEETZEN 1983: 10). Die Steilstellung der kretazischen Schichtenglieder wurde durch einen von Nordosten vom Niedersächsischen Tektogen her wirkenden Schub ausgelöst, der zu einer Einengungstektonik führte, die ihr Widerlager in der Rheinischen Masse fand.

Zahlreiche Verwerfungen, vorwiegend im Streichen der Muschelkalk-Züge – aber auch quer zu ihnen – verdeutlichen den komplizierten Bau der Osning-Zone. Vorherrschend sind die herzynisch streichenden Flächen, an denen mehrere flache Überschiebungen stattfanden, die als wesentliche Elemente der Randstrukturen des Niedersächsischen Tektogens anzusehen sind (BOIGK 1968). Die Überschiebungsbahnen sind an die mobilen Schichten des Röt, des Mittleren Muschelkalks und an bestimmte tonige Horizonte des Oberen Muschelkalks gebunden (SCHWERDT 1954, EICKELBERG 1982: 29). Der Untere Muschelkalk reagiert dagegen auf Beanspruchung meist mit Kleinfaltung, Flexuren und kleineren Störungen (NOLTE 1982: 51). Über das Alter der Entstehung der Osning-Zone läßt sich auf stratigraphisch-geologischer Basis aussagen, daß sie an der Wende der Oberkreide zum Tertiär aufgepreßt wurde und etwa der laramischen Faltungsphase angehört (KELLER 1974: 73, MEIBURG 1982: 82).

Das Blattgebiet Detmold liegt am Südostende der etwa 110 km langen Osning-Zone am Nordrand der Rheinischen Masse. Der geographisch als Teutoburger Wald bezeichnete Gebirgszug fällt räumlich mit der tektonischen Einheit des Osnings zusammen und bildet neben den Ober- und Unterkreide-Ketten einen dritten, parallel verlaufenden Höhenzug. Im Blattgebiet liegt südöstlich der Grotenburg zudem die Berlebecker Achse zwischen Osning-Achse und den beiden Kreide-Rücken. Die Nordflanke der Osning-Zone leitet in das Lippische Keuper-Gebiet über.

4.1.1.1. Berlebecker Achse

Südwestlich von Detmold verläuft die Berlebecker Achse und führt – parallel zur Osning-Achse liegend – zu einer Verdoppelung der Muschelkalk-Rücken. Der langgestreckte Höhenzug ist vom eng benachbarten Unterkreide-Sandsteinkamm nur durch eine schmale Ausräumzone im Mittleren Keuper und Lias getrennt.

Die Berlebecker Achse ist ein überschobener und leicht südwestvergenter Sattel, was nach ROSENFELD (1977: 37) als spätkretazische Überprägung eines vergenzlosen älteren (jungkimmerischen) Sattels durch die Inversion des Niedersächsischen Beckens gedeutet werden kann. Röt und Mittlerer Muschelkalk dienen als Hauptgleithorizonte. Die Berlebecker Achse wird durch eine Verwerfung quer zur Streichrichtung in zwei Höhenrücken gegliedert, in die sich der Silberbach mit einer engen Talung eingegraben hat. Der Satteln Kern wird südöstlich der Störungslinie von Röt gebildet, nordwestlich davon ist die Achse bis auf Unteren Muschelkalk abgesunken. Das Einfallen der Schichten ist auf der Nordseite mit etwa 15–30° Nordost relativ flach; unmittelbar am Satteln Kern können die Schichten mitunter sehr steil stehen (bis 75°). Die überschobene Südwestflanke fällt mit ca. 65° nach Südwesten ein. Klufftektonische Untersuchungen im Trochitenkalk der Berlebecker Achse ergaben ein schwaches Abtauchen des Sattels nach Nordwesten (NOLTE 1981: 100).

4.1.1.2. Osning-Überschiebung

Die Osning-Überschiebung folgte einer vorausgegangenen Zerrungsbeanspruchung in der Randflexur zwischen den beiden Großschollen Rheinische Masse und Niedersächsisches Tektogen (MEIBURG 1982: 18). Im Blattgebiet liegt sie jenseits des Nordrandes des Münsterländer Kreide-Beckens und verläuft vermutlich parallel – wenig südwestlich – der Osning-Achse (Osning-Achse 1, vgl. Taf. 2 in der Anl.). Sie ist dort nur nahe dem Teuthof durch die Bohrungen 7 und 8 (vgl. Kap. 10.) nachgewiesen. In Oberflächennähe ist die Überschiebung sehr flach, deckenartig und südvergent und versteilt sich mit zunehmender Teufe. Als Bewegungsbahn dienen die mobilen Schichtfolgen des Röt (ROSENFELD 1983: 37).

Das Bauschema der Osning-Überschiebung ist seit den beiden Tiefbohrungen bei Detmold auch für das Blattgebiet nachgewiesen. Erstmals erkannt wurde eine alpinotype Überschiebung der „Osning-Spalte“ bereits von MESTWERDT (1926: 24) bei seiner geologischen Aufnahme zu Blatt 4017 Brackwede.

Die Osning-Überschiebung erfolgte spätkretazisch während der subherzynen oder laramischen Phase (ROSENFELD 1983: 43). Zahlreiche Quer- und Diagonalstörungen sind jüngeren Alters und versetzen die Osning-Überschiebung. Die Überschiebungsbeträge erreichen etwa 500 m.

4.1.1.3. Osning-Achse

Südlich von Detmold bildet die Osning-Achse zwischen Heidenoldendorf und Schmedissen eine herzynisch gerichtete Vorkette des Teutoburger Waldes, die an einer Querstörung vom Tal der Berlebecke durchschnitten wird. Ein Querprofil durch die Kernzone des Muschelkalk-Zuges zwischen dem Teuthof und Detmold zeigt, daß am Aufbau der Osning-Achse zwei südwestvergente Sattelstrukturen beteiligt sind, die jeweils im Südwesten durch eine Überschiebungsfläche begrenzt werden. Weitere kleinere Aufschiebungen treten besonders auf den nördlichen Sattelflanken auf.

Nach den Untersuchungen von EICKELBERG (1982: 31) in der Osning-Achse im Raum Detmold verlaufen – neben der Osning-Überschiebung – auch alle anderen Überschiebungen innerhalb des Osning-Systems sehr flach, was ein Vorhandensein von Gleithorizonten erforderlich macht. Neben dem Röt und dem Mittleren Muschelkalk (vgl. Kap. 4.1.1.1.) gibt es kleinere Gleithorizonte in den plastischen Tonlagen des Oberen Muschelkalks (EICKELBERG 1982: 29). Der Untere Muschelkalk reagiert auf gerichteten Druck zunächst mit Faltung und erst bei anhaltender Beanspruchung kommt es zur Bildung von Aufschiebungen.

Die südlichere der beiden Sattelstrukturen – die eigentliche Osning-Achse (Osning-Achse 1, vgl. Taf. 2 in der Anl.) – wird im wesentlichen von Schichten des Unteren Muschelkalks aufgebaut; bei Dehlenkamp bildet der Obere Buntsandstein den Kernbereich. Aufgrund seiner Zusammensetzung aus mergeligen Kalksteinen reagiert der Wellenkalk inkompetent und besitzt relativ steile (bis 65°), mitunter überkippte Sattelflanken. Am westlichen Büchenberg stehen die Schichten der Oolithzone nahezu seiger, während die Terebratelzone mit ca. 60° Einfallen nach Norden bereits überkippt ist. Eine wesentlich flachere Neigung – bis etwa 25° Einfallen – zeigen die Schichten der nördlicheren Sattelstruktur. Sie werden überwiegend von Oberem Muschelkalk gebildet, in dem es häufiger zu schichtparallelen Gleitungen gekommen ist.

Der Verlauf beider Sattelstrukturen im Blattgebiet ist unterschiedlich. Im Bereich von Hiddesen liegen die Achsen mehr oder weniger horizontal; sie sind durch zahlreiche Längs- und eine Querstörung gegliedert und über weite Bereiche von quartärer Bedeckung verhüllt. Südöstlich der Berlebecketalung tauchen die Sattelachsen dagegen auf und ab, wobei die Osning-Achse 1 (vgl. Taf. 2 in der Anl.) bei Hornoldendorf unter dem Tal der Wiembecke verschwindet. Ihre südliche Sattelflanke ist durch Längs-, Quer- und Diagonalstörungen stark verworfen. Die Osning-Achse 2 läßt sich hingegen über den Remmighauser Berg bis zum südlichen Rand des Blattgebietes weiterverfolgen; in ihr herrschen herzynische Störungslinien vor.

Südlich bis südöstlich des Remmighauser Berges vermutete EICKELBERG (1982: 33) einen herzynisch streichenden präkretazisch angelegten Keuper-Graben, der später von Schichten des Mittleren und Oberen Muschelkalks überschoben wurde. Eine Untersuchungsbohrung des Geologischen Landesamtes Nordrhein-Westfalen im Bereich dieses angenommenen Keuper-Grabens erbrachte eine ganz normale Muschelkalk-Abfolge (vgl. Kap. 10.: Brg. 12). Auch die Auswertung der Kernproben ergab keinerlei Hinweis auf eine Überschiebungsfläche innerhalb des Gleithorizontes des Mittleren Muschelkalks. Fehlende Gleitspuren, eine normale Mächtigkeit des Mittleren Muschelkalks (ca. 68 m) und die konkordante Lagerung zwischen Unteren und Oberen Muschelkalk-Schichten (vgl. Kap. 3.3.2.2.) sprechen eindeutig gegen eine Überschiebungsstruktur, wie sie etwa in der Haßberg-Zone beobachtet wurde (ROSENFELD 1977: 32).

Zwischen dem Bannenberg und dem Brautberg (TK 25: 4119 Horn-Bad Meinberg) ist die Werre in den Muschelkalk-Höhenzug des Teutoburger Waldes eingebrochen – möglicherweise an einer Störungslinie (Überschiebung) – und macht den Bannenberg zum einzigen Schichtkamm der Osning-Zone, der nördlich der Werre aufragt. Der Bannenberg mit seinen bis Remmighausen nachgewiesenen Muschelkalk-Schichten ist durch Längs- und Diagonalstörungen gegliedert. Er liegt an der westlichen Randverwerfung des Meinberger Grabens und läßt sich sicher in die Reihe der ähnlich kurzen, herzynisch streichenden Achsen und Mulden entlang der Grabenstruktur einordnen, die sich bis nach Oberwiembecke verfolgen lassen und von der Nord-Süd verlaufenden Störung scharf abgeschnitten werden.

Klufftektonische Untersuchungen in sieben Aufschlüssen im Bereich der Osning-Achse ergaben eine maximale Beanspruchung des Gebietes, die von einer Einengung aus nordöstlicher Richtung ausgeht und zur Ausbildung der Nordwest-Südost streichenden Sattelstrukturen führte (EICKELBERG 1982: 34; vgl. Kap. 4.1.1.). Das Einfallen der Osning-Achse nach Nordwesten beträgt am westlichen Büchenberg etwa 5°.

4.1.2. Münsterländer Kreide-Becken

Der Osning-Zone mit ihrer Keuper- und Jura-Umrandung laufen im äußersten südwestlichen Blattgebiet zwei Kreide-Ketten mehr oder weniger parallel, die mit dem Osning-Sandstein und Flammenmergel der Unterkreide sowie den Cenoman- und Turon-Schichten der Oberkreide die eigentlichen Hauptkämme des Teutoburger Waldes ausmachen. Der parallele Verlauf der unterschiedlich verwitterungsanfälligen Kreide-Schichten ist bis nordwestlich des Hellberges zu verfolgen. Erst im Bereich der Grotenburg setzen mehrere Diagonalstörungen ein, die den Raum stark verwerfen und ein großflächiges Plateau aus Unterkreide-Gesteinen bilden. Aufgrund der Störungen lassen sich auf der Grotenburg präkretazische und spät- oder postkretazische tektonische Bewegungen erkennen.

4.1.2.1. Unterkreide-Kette

Die sandigen Unterkreide-Gesteine bilden den Hauptrücken des Teutoburger Waldes. Parallel zum Verlauf der Berlebecker Achse stehen die Schichten bis nordwestlich des Hellberges mit ca. 70–85° – bei südwestlichem Einfallen – extrem steil und treten mit nur sehr schmaler Ausstrichbreite zutage. Ganz andere Verhältnisse liegen im Bereich der Grotenburg mit dem Altarstein vor; dort haben die Kreide-Schichten, im besonderen der Flammenmergel, ein relativ flaches Einfallen mit bis zu 25° nach Südwesten beziehungsweise Westen. Ursache dieser veränderten Lagerung sind mehrere diagonal in Ost-West-Richtung verlaufende Störungsflächen, an denen die Unterkreide-Sedimente staffelförmig nach Norden und an ihrer Ostseite abgesunken sind.

Eine besondere Stellung nimmt dabei der Querbruch nördlich des Hermannsdenkmals ein. Wie bereits STILLE (1910 b: 375) zeigen konnte, wird an ihm ein zweimaliges Aufreißen einer Verwerfung deutlich. Die Unterkreide transgrediert nördlich der Störungsfläche auf Lias-Schichten, während sie südlich davon auf Mittlerem Keuper liegt. Dies bedeutet, daß bereits vor der Kreide-Transgression – also präkretazisch – die Lias-Sedimente in das Niveau des Mittleren Keupers abgesunken sein müssen. Da an der Störungslinie aber auch die Kreide-Schichten verworfen sind, muß nach deren Ablagerung – spät- oder postkretazisch – eine abermalige Absenkung an der gleichen Verwerfung stattgefunden haben. Nach BOIGK (1968) sowie STADLER & TEICHMÜLLER (1971: 560) ist die zweite Absenkung an der bereits präkretazisch wirksamen Verwerfungsfläche der subherzynen Deformationsphase zuzurechnen.

Die Osnig-Zone ist eine spät- bis nachkretazische Aufwölbung (vgl. Kap. 4.1.1.); in der Unterkreide-Kette macht sich demnach bereits in nur 1,5 bis 2 km Entfernung südlich von ihr eine vorkretazische Gebirgsbildung bemerkbar. Nach ROSENFELD (1980: 721) ist die präkretazische – wohl auch jungkimmerische – Ruptur auf der Grotenburg ein Strukturelement des Niedersächsischen Beckens. Sie ist zudem die östlichste bisher bekannt gewordene derartige Form. Die tektonischen Randerscheinungen des Niedersächsischen Beckens haben sich offenbar nicht weiter nach Osten hin ausgewirkt.

4.1.2.2. Oberkreide-Kette

Parallel zu den steil einfallenden Unterkreide-Ablagerungen verlaufen die kalkig-mergeligen Sedimente der Oberkreide-Kette. Entsprechend ihrer Verwitterungsbeständigkeit bilden sie tiefe Talrinnen oder steile Bergrücken. Am Westrand des Blattgebietes quert der Heidenbach – vermutlich an einer Störungsfläche oder in Hauptkluftrichtung – Turon- und Cenoman-Schichten; an der Grenze Cenoman-Pläner/Cenoman-Mergel schwenkt er wieder in die Streichrichtung ein. Der Cenoman-Kalk bildet eine enge Sattelachse mit flacher – ca. 25° Einfallen – Südwestflanke und steilerem (bis 50°) Nordostabfall; der Cenoman-Mergel verläuft dagegen in einer Muldenstruktur. Nur wenig außerhalb des Blattgebietes (Klöppingsberg; TK 25: 4119 Horn-Bad Meinberg) erreicht die Kammlinie der Turon-Stufe (*lamarcki*-Schichten) größere Höhen (über 390 m) als die Unterkreide-Kette auf der Grotenburg.

Eine besondere, an die Aufrichtungszone der Oberkreide des Osnings gebundene Erscheinung stellt die von FIEDLER (1965: 96) näher untersuchte und als schieferungsähnliches tektonisches Element gedeutete Querplattung (Sigmoidalklüftung) auch im Bereich

des „Detmolder Segmentes“ dar. Bei einer stärkeren tektonischen Beanspruchung können die von der Schieferung, Schichtung und Querklüftung begrenzten Sigmoidkörper sich aus dem Schichtenverband lösen und dachziegelartig übereinander gleiten. Das Gestein ist durch die tektonische Beanspruchung daher in ein linsiges Gefüge aufgelöst, dessen Achsen im Streichen der Schichten liegen. Die Entstehung der Querplattung wird von FIEDLER (1965) in die letzte Phase der Aufschubung der Oberkreide verlegt. Aus der Untersuchung der Klüftung der Oberkreide im Blattgebiet geht hervor, daß die Hauptklüftungsrichtungen in der Quer- und Längsrichtung des Gebirges liegen (FIEDLER 1965: Abb. 47).

4.1.3. Lippisches Keuper-Gebiet

An das Hebungsgebiet des Teutoburger Waldes schließt sich nach Nordosten zu das Lippische Keuper-Gebiet an. Der parallel zur Osning-Achse streichende Unterkeuper-Zug bildet im Süden die Grenze zur Osning-Zone. Das flachwellige Gebiet wird im östlichen Blattbereich von der Nord-Süd streichenden Großstruktur des Meinberger Grabens eingenommen. Den westlichen Teil bilden eine ganze Anzahl vorwiegend herzynisch streichender Bruch- und Faltenstrukturen mit kleineren tektonischen Elementen. Als offensichtlich vergrenzlose Strukturen werden sie einem inneren Teil des Niedersächsischen Tektogens zugeordnet (ROSENFELD 1980: 718). Die Westrandstörung des Meinberger Grabens schneidet die Sättel und Mulden scharf ab. Strukturen mit herzynischer Richtung sind auch östlich des Grabens noch vorhanden, wo sie aber bald nach Südosten zu ausklingen.

Die Randstörungen des Meinberger Grabens versetzen im Blattgebiet abwechselnd sämtliche Keuper-Stufen gegen Oberen Keuper – beziehungsweise Steinmergelkeuper bei Wiembeck – sowie gegen Lias-Ablagerungen bei Donop und zwischen Dalsheide und Wilberg. Die Sprunghöhe kann dabei wenige Zehner Meter – etwa bei Barkhausen – oder bis zu 360 m bei Wilberg betragen.

Die Sedimente des Lippischen Keuper-Gebietes bestehen weitgehend aus Keuper-Gesteinen. Aufsattelungen älterer Schichtenglieder sowie das Auftreten jüngerer Formationen, des Juras und Tertiärs, sind meist mit Störungen oder aber mit halokinetischen und subrosionsbedingten Vorgängen verbunden.

4.1.3.1. Gretberg-Horst

Der Obere Muschelkalk am Gretberg bei Bentrop stellt ein von den saxonischen Achsen isoliertes Vorkommen dar, das zwischen Osning-Achse und Piesberg-Pyrmonter Achse – innerhalb der Nordwestfälisch-Lippischen Schwelle – den Keuper beulen- bis horstartig durchragt und gegen diesen nach Nordosten und Südwesten durch im wesentlichen herzynisch streichende Störungen zum Teil staffelartig verworfen ist. Die Schichten nehmen im Zentralteil des großen Kalksteinbruches am südwestlichen Gretberg eine Sattelstellung mit in der Regel flach (ca. 15 – 20°) einfallenden Sattelflanken ein. Parallel dazu verläuft nord-östlich eine enge Muldenstruktur, die in den südwestlichen Abfall des Gretberg-Sattels übergeht, dessen Achse nahe der nördlichen Randverwerfung liegt. Die Flanken fallen auch dort mit 20 – 30° relativ flach ein.

Klüfttektonische Untersuchungen von STAMPA (1973: 72) lassen eine ähnliche Längs- und Querklüftung des Gebirges erkennen, wie sie von FIEDLER (1965) in der Oberkreide des

„Detmolder Segmentes“ gemacht wurden (vgl. Kap. 4.1.2.2.). Dies ist eine Bestätigung dafür, daß die Ablagerungen in der westlichen Hälfte des Blattgebietes eine großräumige und einheitliche Beanspruchung erfahren haben (Niedersächsisches Tektogen). Die Ursache der horstartigen Aufsattelung ist sicherlich in Verbindung mit halokinetischen Vorgängen im tieferen Untergrund zu sehen – etwa durch Aufstieg des Zechstein-Salinars. Hinsichtlich des Alters der Störungen kann in Verbindung mit der Kluftanalyse ein tektonogenetischer Zusammenhang mit der Osning-Aufwölbung gesehen werden, die der laramischen Faltungsphase angehört.

4.1.3.2. Oeterner Lias-Mulde

Südlich des Gretberg-Horstes streicht etwa zwischen Brokhausen und Heiden eine breite Muldenzone, die durch eine Verwerfung – teilweise im Achsenverlauf – in mehrere Teilmulden mit nordwest-südöstlicher bis ostwestlicher Richtung gegliedert ist. Der Muldenkern wird in einer Erstreckung von Bremke bis nahe Dehlentrup von Schichten des Unteren Lias gebildet. Das Einfallen sämtlicher Muldenäste ist sehr flach mit 5 – 15°, lokal auch bis 25°. Die herzynisch streichende Abschiebungsfläche verwirft die Lias- und Keuper-Ablagerungen mit Sprunghöhen bis ca. 130 m (z.B. bei Voßhagen). Ihr Alter steht mit der Bildung des Niedersächsischen Tektogens in Zusammenhang (vgl. Kap. 4.1.).

Bohrungen im Ost- und Westteil der Lias-Mulde ergaben sehr unterschiedliche Mächtigkeiten in der quartären Bedeckung. Während bei Bremke am westlichen Muldenrand nur eine geringe Geschiebelehmauflage (ca. 2 m) vorhanden ist, steigt die Mächtigkeit der Grundmoräne bei Dehlentrup auf über 25 m an. Die große Mächtigkeitszunahme der saalezeitlichen Ablagerungen wird in Verbindung stehen mit der naheliegenden Vereisungsgrenze, an der größere Erhebungen dem Eis ein weiteres Vordringen verwehrten und infolgedessen die Grundmoräne zu solchen Mächtigkeiten angehäuft wurde (vgl. Kap. 3.7.1.2.2.). Die Muldenachse taucht im Bereich der Lias-Verbreitung mit geringer Neigung nach Osten ab.

4.1.3.3. Meinberger Graben

Der Meinberger Graben stellt innerhalb des Lippischen Keuper-Gebietes eine tektonische Großstruktur dar. Nach ROHDE (1963) liegt er an einer Süd-Nord verlaufenden rheinischen Schwächezone. Seine Westrandstörung bildet die Grenze zwischen Hessischer Senke und Niedersächsischem Tektogen (ROSENFELD 1977: 35).

Der Meinberger Graben ist leicht sattelförmig aufgewölbt. Parallel zu seinen Randstrukturen verlaufen grabenartige Einbrüche mit Lias-Sedimenten sowie mehrere Störungslinien, an denen kleinere Vorkommen von Steinmergelkeuper aufgebrochen sind. Am Ost- und Westrand wurden die Schichten besonders stark verworfen. Dort entstand ein regelrechtes Mosaik aus Nord-Süd, herzynisch und rheinisch gerichteten Strukturen, die sich teilweise gegenseitig durchsetzen, wobei oft nicht zu entscheiden ist, welche Elemente die älteren sind.

Im Bereich des Sportplatzes von Bad Meinberg deutet sich ein Spezialsattel mit nord-nordöstlicher Richtung an, dessen Achse auch dorthin abtaucht.

Westlich von Donop wurde durch Untersuchungsbohrungen des Geologischen Landesamtes Nordrhein-Westfalen ein bislang unbekanntes Lias-Vorkommen in zum Teil über 50 m Tiefe nachgewiesen. Die mächtige Quartär-Bedeckung in einer ansonsten von Unterem Oberkeuper bestimmten Umgebung läßt für diesen Bereich auf ein durch Subrosion entstandenes Senkungsfeld schließen (Kap. 4.1.3.5.2.).

Bei Mosebeck befindet sich ein ähnlich großes Senkungsgebiet (s. auch Taf. 3). Feldgeologische Betrachtungen am umliegenden Gebirge lassen in Verbindung mit den Ergebnissen von Untersuchungsbohrungen auch dort die Deutung zu, daß es sich um eine Subrosionssenke handelt (BECKER 1975: 386).

Für den Einbruch des Meinberger Grabens ist aus allgemeinen regionalgeologischen Gründen ein jungtertiäres Alter wahrscheinlich (ROSENFELD 1980: 722). Bereits MESTWERDT (1909: 194) hatte – allerdings aufgrund seiner fälschlich als Tertiär bestimmten Braunkohlenbildungen bei Mosebeck – das Einbruchsalter als jungmiozän erkannt.

Die Sprunghöhen sind sehr unterschiedlich. An der Westrandstörung können sie wenige Zehner Meter bis etwa 360 m erreichen. Generell ist eine Zunahme des Versatzbetrages von Norden nach Süden festzustellen.

4.1.3.3.1. Wilberg-Barkhausener Lias-Graben

Der Untere Lias zwischen Wilberg und Vahlhausen läßt sich nach neueren Untersuchungsbohrungen auch nordwestlich von Mosebeck bis nahe Oberwiembeck in einer Grabenstruktur weiterverfolgen; er wird nach BECKER (1973: 52) als „Wilberg-Barkhausener Lias-Graben“ bezeichnet. MESTWERDT (1909) kartierte das Lias-Vorkommen westlich des Forstes Hiddesen als Halbgraben mit nur einer westlichen Randstörung. Eine Untersuchungsbohrung des Geologischen Landesamtes Nordrhein-Westfalen bei Maßbruch hat jedoch eine Verwerfung angefahren, die die Ostrandstörung dieser somit von zwei Abschiebungen begrenzten tektonischen Struktur darstellt (KLOSTERMANN 1975: 64). Auch in seinem nördlichen Abschnitt bei Biesen wurde die östliche Randstörung des Grabens durch Bohrungen erfaßt.

Der Wilberg-Barkhausener Lias-Graben folgt mit einer Breite von ca. 300 – 500 m streng der durch die Westrandstörung des Meinberger Grabens vorgegebenen Richtung. Sein nördlicher Teil ist durch ein unterschiedlich breites Band von Oberkeuper-Schichten gegen den Westrandabbruch abgesetzt und staffelartig in den Meinberger Grabenkomplex eingesunken. Durch mikropaläozoologische Untersuchungen von W. KNAUFF (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) an mehreren Lias-Proben konnte im Verlauf des Grabens ein Senkungsbecken bei Oberhausen erkannt werden. Diese Beobachtung steht im Einklang mit dem Senkungsfeld bei Mosebeck (Subrosionssenke von Mosebeck, vgl. Kap. 4.1.3.5.1.). Im Bereich der Subrosionssenke ist der Lias-Graben möglicherweise erheblich gestört (BECKER 1975: 384). Das Einbruchsalter ist vor der Entstehung des Mosebecker Senkungsfeldes im Altpleistozän anzusetzen (BECKER 1973: 61).

4.1.3.3.2. Oberschönhagener Lias-Graben

Ebenfalls in Nord-Süd-Richtung erstreckt sich der Oberschönhagener Lias-Graben, dessen östliche Randstörung in einer Bohrung durchteuft wurde und durch den Verlauf des Dorlabaches nachgezeichnet wird (KLOSTERMANN 1975: 65). Die Sprunghöhen können bis zu 50 m betragen. Der Lias-Graben beginnt ca. 400 m nördlich von Fissenknick und konnte

durch Bohrungen bis wenig nordöstlich des Punktes 189,0 nachgewiesen werden. Der Einbruch des Grabens ist wahrscheinlich gleichaltrig mit der Entstehung des Wilberg-Barkhausener Lias-Grabens und damit ins Altpleistozän zu setzen.

4.1.3.4. Brüntruper Lias-Graben

Mehrere Untersuchungsbohrungen des Geologischen Landesamtes Nordrhein-Westfalen konnten im Raum Brüntrup in Teufen zwischen 3 und 5 m Ablagerungen des Unteren Lias nachweisen. Aus der Verteilung der erbohrten Vorkommen westlich, nordwestlich und südöstlich des Ortes muß es sich um eine herzynisch streichende Grabenstruktur handeln, die die Ostrandstörung des Meinberger Grabens diagonal verwirft (vgl. Taf. 2 in der Anl.). Da im östlichen Grabenbereich zahlreiche weitere Diagonalstörungen auftreten (vgl. Kap. 4.1.3.3.), reiht sich der Brüntruper Lias-Graben in die Schar der Südost-Nordwest streichenden Elemente ein. Diese Diagonalstörungen sind offensichtlich durch Salzbewegungen nach Einbruch der Großstruktur des Meinberger Grabens entstanden.

4.1.3.5. Subrosionssenken und Erdfälle

Im Blattgebiet Detmold müssen für bestimmte Teilbereiche Auslaugungsvorgänge zur Erklärung von Senkungen und Erdfällen herangezogen werden. Als im Untergrund gelöste und abtransportierte Gesteine kommen Gipse (und Anhydrite) des Mittleren Muschelkalks und des Mittleren Keupers sowie Sulfate und Chloride der Zechstein-Formation und des Röts in Betracht.

Der Unterschied zwischen einem Erdfall und einer Subrosionssenke besteht darin, daß die Struktur des Gebirges und die Schichtenabfolge in einer Subrosionssenke weitgehend erhalten bleiben, während es bei einem Erdfall zu einer vollkommenen Zerstörung und zu einer Durchmischung der Gesteine aus den verschiedenen Horizonten kommt. Bei der Kartierung der Senkungsfelder im Blattbereich wurde der Begriff Erdfall für alle trichterartigen Formen verwendet, deren Entstehung auf Auslaugungsvorgänge zurückzuführen ist. Allein aufgrund der Form eines einzelnen Trichters, so wie er sich an der Erdoberfläche darstellt, können keine genetischen Schlüsse gezogen werden.

Die heutige Form und Größe mancher subrosionsbedingter Senkungen verraten oftmals nur wenig über die wirkliche Größe des Senkungstrichters, da der Mensch immer wieder versucht, Erdfälle zu verfüllen – etwa mit Müll – oder auch zu Teichanlagen umzugestalten. Als Beispiele seien zwei Erdfälle genannt. Der erste liegt südlich von Johannettental (R 92 450, H 53 960) und ist heute mit festen Siedlungsabfällen niveaugleich gemacht; ein weiterer bei Schmedissen (R 95 600, H 51 830) ist dagegen mit Wasser erfüllt. Die Umgrenzung der subrosionsbedingten Senken wurde in der Kartendarstellung in der Regel in Anlehnung an die Morphologie der Oberfläche gezogen. Diese Abgrenzung kann die wirkliche Ausdehnung von Subrosionsvorgängen in der Tiefe selbstverständlich nur annähert wiedergeben; das trifft insbesondere auf die drei größeren Senkungsfelder bei Wahnbeck, Donop und Mosebeck zu.

Im Blattgebiet gibt es zwischen Heidenoldendorf und Schmedissen einen ausgesprochenen Erdfallzug im Verlauf der Osning-Achse. Die Einsenkungstrichter, mit Durchmesser zwischen 20 und 70 m, dürften ausschließlich auf ausgelaugte Gips- (und Anhydrit-)

Gesteine des Mittleren Muschelkalks zurückzuführen sein. Eine Erdfallhäufung ist dabei im Bereich des Bannenberges festzustellen, wo mehrere abgebaute Gipslager liegen (ROSENFELD 1961: 86). Auch die Erdfälle im Unteren Keuper und Gipskeuper östlich und nordöstlich von Remmighausen wurzeln in ausgelaugten Sulfaten des Mittleren Muschelkalks. Dagegen sind die kleineren Einsenkungstrichter im Bereich des Meinberger Grabens, die sich zwischen Diestelbruch und Brüntrup gebildet haben, möglicherweise auf ausgelaugten Gips im Mittleren Keuper zurückzuführen. Nicht zuletzt dürften einige Senkungsgebiete auf das Zusammenwirken von Subrosion und Störungstektonik zurückgehen; als Beispiele seien hier die Erdfälle nördlich Hiddesen (R 89 850, H 55 600) und südöstlich von Hornoldendorf (R 93 860, H 51 850) genannt. Rezente Erdfälle, zum Beispiel südöstlich des Remmighäuser Berges (R 94 080, H 52 020), zeigen an, daß die Subrosion noch immer fortschreitet.

4.1.3.5.1. Subrosionssenke von Mosebeck

Zwischen Obernhausen, Altenkamp, Niederschönhausen und der Mülldeponie Hellsiek ist eine Fläche von ca. 3 km² seit dem Altpleistozän von einer subrosionsbedingten Senkung betroffen gewesen. Bohrungen zur Grundwassererkundung sowie ergänzende Untersuchungsbohrungen des Geologischen Landesamtes Nordrhein-Westfalen durchteuften in den Jahren 1969–1974 stellenweise mehr als 85 m mächtiges Pleistozän. 1976 wurde im vermuteten Zentrum der Subrosionssenke die Bohrung Mosebeck 1/76 niedergebracht. Bis zu einer Teufe von 139,15 m standen dort quartäre Lockersedimente an; das Liegende wurde von O. DEUTLOFF (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.) als Oberkeuper bestimmt (Kap. 10.: Brg. 3; vgl. auch Kap. 3.7.1.).

Eine Bestätigung dieses Senkungsfeldes erbrachten gravimetrische Messungen des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung, Hannover (Bearbeiter: S. PLAU-MANN), die bei Mosebeck ein markantes Schwereminimum nachweisen konnten. Danach ist es naheliegend, diese Anomalie durch große Quartär-Mächtigkeiten zu interpretieren. Berechnungen mit Dichtedifferenzwerten zwischen Quartär und anstehendem Keuper ergaben sogar eine maximale Mächtigkeit von rund 170 m an Lockersedimenten.

Neben den Bohrungen und gravimetrischen Messungen sprechen auch Geländebeobachtungen für das Vorhandensein eines Senkungsfeldes. So ist im Gebiet um Mosebeck ein scheinbar umlaufendes Streichen in den Keuper-Sedimenten mit Fallrichtung auf das Senkungsfeld zu beobachten; die Einfallswerte betragen 20–25°, bei Altenkamp 45° (BECKER 1975: 382).

Die Entstehung des Mosebecker Senkungsfeldes wurde durch Salzauslaugung hervorgerufen. Als lösungsfähige Sedimente kommen das Zechstein- und das Röt-Salinar in Frage, da Salze des Gipskeupers und des Mittleren Muschelkalks im Gebiet des Meinberger Grabens nicht zu erwarten sind (BECKER 1975: 384). Andererseits wurde in der nur wenig entfernten Bohrung Steinheim 1 Werra-Steinsalz (Zechstein 1) in einer Mächtigkeit von 188 m angetroffen (Kap. 3.2.2.1.3.).

Die Senkung im Raum Mosebeck wird also mit großer Wahrscheinlichkeit auf Auslaugung des Zechstein-Salinars zurückzuführen sein. Die entstandenen Hohlräume füllten sich dabei allmählich durch Nachsacken des überlagernden Schichtenpaketes und ermöglichten an der Oberfläche eine mächtige Anhäufung von Lockergesteinsmaterial. Die Auslaugung des Salinars könnte durch aufsteigende Tiefenwässer im Bereich der Kluftsysteme

des Wilberg-Barkhausener Lias-Grabens und des parallel dazu verlaufenden Oberschön-hagener Lias-Grabens erfolgt sein.

Bemerkenswert ist, daß sich die Lösungshohlräume im Zechstein-Salinar durch rund 1000 m mächtige Hangendschichten durchgepaust und zu dieser schüsselförmigen Einsenkung um Mosebeck geführt haben. Vergleichbare Erscheinungen beschreibt HERRMANN (1972) von den „Wolkenbrüchen“ bei Trendelburg und den „Meeren“ bei Bad Pyrmont.

4.1.3.5.2. Subrosionssenke von Donop

Der Raum nordwestlich von Donop ist offensichtlich ebenfalls ein durch Auslaugung von vermutlich Zechstein-Salz entstandenes Senkungsfeld, das flächenmäßig ähnliche Ausmaße besitzt wie die Subrosionssenke von Mosebeck. Insgesamt fünf Untersuchungsbohrungen des Geologischen Landesamtes Nordrhein-Westfalen erreichten Schichten des Lias α_3 (Unteres Sinemur) in Teufen bis zu 52 m.

Während auf einer Linie Donop-Hasebeck (TK 25: 3919 Lemgo) eine vom Saale-Gletscher zusätzlich ausgehöhlte Rinne vermutet wird, wie Grundmoränenmächtigkeiten zwischen 15 und 20 m zeigen, so ist der übrige Bereich vorwiegend mit Keuper-Kies und tonig-schluffigen Ablagerungen aufgefüllt worden. Der Beginn der Einsenkung im Raum Donop kann vermutlich dem gleichen Zeitraum zugeordnet werden wie das Mosebecker Senkungsfeld.

4.1.3.5.3. Subrosionssenke von Wahmbeck

Eine Fläche von ca. 0,02 km² bei Wahmbeck ist möglicherweise ebenfalls von einer subrosionsbedingten Senkung betroffen gewesen. MESTWERT (1910: 179) ging von einem Grabenbruch in Schichten des Mittleren Keupers mit herzynisch streichenden Verwerfungsflächen aus. Er sah die Grabenstruktur als Begleiterscheinung der Horstbildung des Greiberges an.

Wahrscheinlich verdankt aber das vermutete Tertiär-Vorkommen von Wahmbeck (Kap. 3.6.1.) nicht nur seine Erhaltung, sondern zumindest zum Teil auch seine Entstehung einer synsedimentären Absenkung durch Subrosion von Sulfatgestein im tieferen Untergrund. Für diese Annahme spricht die Lage der Braunkohlenflöze, die auf einen gleichmäßig abgesunkenen Raum schließen lassen (vgl. Abb. 8, S. 82).

Während nach ROSENFELD (1961: 87) das Miozän nach Auslaugungsvorgängen im Mittleren Keuper eingesunken ist, spricht die Mächtigkeit der känozoischen Ablagerungen von mehr als 57 m (Kap. 3.6.1.) eher für eine Auslaugung des Zechstein-Salinars.

Der Beginn der Einsenkung mag im Spät- oder Postmiozän gelegen haben.

4.2. Alter der Gebirgsbewegungen

Im Laufe der Erdgeschichte ist der lippische Raum von mehreren Gebirgsbewegungen ergriffen worden. Kenntnis über die Verhältnisse im tieferen Untergrund des Blattgebietes besitzen wir nur aus der Bohrung Detmold 2 (Kap. 10.: Brg. 7); hinzu kommen Beobachtungen in benachbarten Tiefbohrungen (Bielefeld 1, Lieme 1, Steinheim 1).

In der Bohrung Detmold 2 ist mittleres Oberkarbon (Westfal) erschlossen worden, diskordant überlagert von Oberrotliegendem. Das Westfal, das mit 65° einfällt (STILLE 1927: 220), gehört der subvariscischen Vortiefe an und ist während der asturischen Phase im hohen Oberkarbon an den devonischen Kern des variscischen Gebirges angefaltet worden (FABIAN 1971: 99). Der Cornberger Sandstein, der dort das Oberrotliegende vertritt, ist gleich dem überdeckenden Zechstein völlig horizontal gelagert.

Von dem mit dem Zechstein endenden Paläozoikum an liegt bis in den Unteren Lias im Blattgebiet eine scheinbar konkordante Schichtenfolge vor. Altkimmerische Bewegungen im Oberkeuper, wie sie SCHICKOR (1969: 86) annimmt, lassen sich im Blattbereich nicht belegen.

Der gesamte Schichtenkomplex, der im Randbereich der Rheinischen Masse liegt, war im Rahmen der saxonischen Gebirgsbildung einer mehrfachen Beanspruchung ausgesetzt. Die ältesten feststellbaren Falten- und Bruchstrukturen sind jungkimmerisch (präkretazisch). Vor allem aber während der subherzynen Phase (höhere Oberkreide) bis hin zur laramischen Phase (spät- bis postkretazisch) wurde das Randgebiet des Niedersächsischen Tektogens von Nordosten her zusammengepreßt, wobei die Rheinische Masse als Widerlager fungierte. Diese Bewegungen haben unter anderem zur Osnig-Überschiebung und zur Heraushebung des Osnings geführt und waren vor dem Oberoligozän abgeschlossen.

Im Tertiär machen sich nur noch kleine tektonische Veränderungen bemerkbar. Wahrscheinlich dürfte das Zechstein-Salinar als Hauptagens für Beulen- und Horstbildungen sowie für eine Bruchschollentektonik im Bereich des Meinberger Grabens gewirkt haben (Halokinese). Möglicherweise haben sich im Jungtertiär – durch Salinartektonik – sowohl die Muschelkalk-Aufsattelung des Grotberges als auch der Meinberger Graben mit seinen parallel verlaufenden Grabenstrukturen gebildet.

Im jüngsten Tertiär (Pliozän) erfolgte eine kräftige Hebung des Blattbereiches als Voraussetzung für die Entwicklung des modernen Talsystems und die Ausbildung der heutigen Geländegestalt. Gleichzeitig muß eine verstärkte Auslaugung des Zechstein-Salinars durch lösungsfreudige Tiefenwässer eingesetzt haben, die etwa von der Wende Pliozän/Pleistozän an zur Bildung der Subrosionssenken von Mosebeck, Donop und Wahnbeck geführt hat.

Die Formung des heutigen Landschaftsbildes erfolgte weitgehend im Pleistozän – hauptsächlich durch die Vorstöße des nordischen Inlandeises in den Raum des Blattgebietes – und im Holozän – hier vor allem durch die Erosionskraft der Flüsse und Bäche.

5. Erd- und Landschaftsgeschichte

Wenn auch die auf der Geologischen Karte dargestellten Schichten erst mit dem Mesozoikum beginnen, so erlauben doch die Kenntnisse der geologischen Verhältnisse in den benachbarten Räumen und die Ergebnisse mehrerer Tiefbohrungen im ostwestfälisch-lippischen Raum einen erdgeschichtlichen Überblick auch über die älteren Formationen.

Die tiefsten in den geologischen Schnitten (Taf. 1 in der Anl.) dargestellten Gesteinsfolgen gehören dem Westfal A des Oberkarbons an; sie wurden in der subvariscischen Vortiefe innerhalb des Steinheimer Westfal-A-Beckens abgelagert. In diesem Senkungsbereich an der Nordflanke des variscischen Gebirges lagerten sich mächtige tonig-schluffig-sandige Sedimente ab. An seinem Rande wucherten üppige Sumpfwälder, die später zu Steinkohlen umgebildet worden sind. Während der asturischen Gebirgsbildungsphase im oberen Oberkarbon wurden die Ablagerungen der Saumsenke an den devonischen Kern des variscischen Gebirges angefaltet, wobei die Oberkarbon-Schichten im Blattbereich eine zum Teil sehr steile Lagerung erhielten (vgl. Brg. Detmold 2, Kap. 10.: Brg. 7). Schon bald nach der Heraushebung der Schichten im jüngsten Oberkarbon und im Rotliegenden fand die Einbnung des Faltengebirges statt.

Im Bereich des Osnings verläuft der seit langem bekannte „Westfälische Hauptabbruch“ (WOLBURG 1953), der als Lineament bis zum Ende des Mesozoikums (Osning-Überschiebung) immer wieder als Nordabfall der Rheinischen Masse in Erscheinung tritt und einen starken Einfluß auf die Sedimentation des Blattgebietes – durch dessen Randlage – ausübt. Seit Ende der Karbon-Zeit stellte das Lineament eine Abschiebungsfäche dar, die das Karbon des lippischen Raumes tiefer versenkte als das Karbon des Münsterlandes (vgl. Abb. 3, S. 23 u. ROSENFELD 1978: 135).

Überreste des Rotliegenden lagern horizontal auf dem gefalteten Untergrund und stehen wohl in engem Zusammenhang mit Abtragungsvorgängen auf dem variscischen Rumpfgebirge. Die Ablagerungen des Cornberger Sandsteins weisen für den Blattbereich auf ein Dünenmilieu hin.

Mit Beginn des Zechsteins gelangte der lippische Raum nach einer stärkeren Absenkungsphase an der Abbruchlinie unter Meereseinfluß. Hierbei reichte das Zechstein- Meer bis an den Block der Rheinischen Masse heran und füllte das zuvor entstandene „Germanische Becken“. Die besonderen klimatischen Bedingungen ermöglichten eine Ausscheidung vorwiegend chemischer Sedimente wie Kalk, Dolomit und Anhydrit in einer zyklischen Folge.

Während der Buntsandstein-Zeit bildete sich über der Rheinischen Masse nach Nordnordosten zu ein Schwellenbereich (Rheinische oder Hunte-Schwelle) aus, der von zwei Nebensenken flankiert wird. Das Blattgebiet liegt am westlichen Rand der östlichen Nebensenken der Hessischen (Weser-)Senke und läßt eine nordöstliche Schüttungsrichtung in den Senkungsbereich erkennen (ROSENFELD 1978: 138).

Im Muschelkalk breitete sich ein flaches, subtropisches Binnenmeer aus, das zunächst – im Unteren Muschelkalk – im Osten durch die Oberschlesische Pforte und später – im Oberen Muschelkalk – im Südwesten durch die Burgundische Pforte von der südeuropäischen Tethys in das Germanische Becken eindrang. Während dieser Zeit lagerten sich vorwiegend kalkige Sedimente mit teilweise reichem Fossilinhalt ab. Eine Abschnürung des Beckens im mittleren Teil der Muschelkalk-Zeit führte zu einem erhöhten Salzgehalt des Wassers und zur Abscheidung von Steinsalz (nicht im Blattgebiet) und Anhydrit, der später in Gips umgewandelt wurde. Im Oberen Muschelkalk erreichte die Meeres transgression ihren höchsten Stand.

Am Nordostrand der Rheinischen Masse behielt das Keuper-Becken im wesentlichen die Umrisse des Muschelkalk-Meeres bei. Trotz der relativen Küstennähe deuten die mächtigen Keuper-Ablagerungen auf eine Senkung des Bodens während epirogenetischer Bewegung.

gen hin (WOLBURG 1969). Nach Untersuchungen von WURSTER (1964 a) und WILL (1969) erfolgte die rasche Zunahme an klastischen Sedimenten durch großflächige Deltaschüttungen, die sich von den Festlandsrändern in das Becken hineinschoben. Zu Beginn des Oberkeupers begann wiederum eine Ingression des Meeres aus nordwestlicher Richtung in das mitteleuropäische Keuper-Becken und führte zur größten triassischen Meeresausbreitung.

Das Jura-Becken schließt sich räumlich mit nur geringfügigen Veränderungen der Meerestransgression am Ende des Oberkeupers an. Die liassischen und wenigen Dogger-Sedimente im Blattgebiet sind Ablagerungen eines flachen Epikontinentalmeeres, wobei die überwiegend tonige Fazies auf ein ausgeglichenes Relief und ein feuchtes Klima schließen läßt (HESEMANN 1975 a). Jüngere Jura-Sedimente fielen nach rückläufiger Meeresausbreitung im Malm der Abtragung zum Opfer. Die Rheinische Masse blieb weiterhin Festlandsblock; das Beckentiefste des Jura-Meeres befand sich im nördlichen Niedersachsen (HOFFMANN 1949).

Mit Beginn der Unterkreide-Zeit transgredierte das nordwestdeutsche Meeresbecken auch auf Teile der in seinem östlichen Bereich seit dem Paläozoikum von marinen Sedimenten frei gebliebenen Rheinischen Masse. Im Mittelalb drang im mittleren und nordwestlichen Abschnitt des heutigen Teutoburger Waldes das Meer stärker auf das Münsterländer Festland vor. Der Raum Detmold/Horn blieb hingegen bis zur ausgehenden Unterkreide ein nach Nordosten gerichteter halbinselartiger Festlandsvorsprung (HENDRICKS & SPEETZEN 1983). Der Festlandscharakter dokumentiert sich auch in den vorwiegend sandigen Ablagerungen der Unterkreide aus dem Verwitterungsschutt der Rheinischen Masse.

Nach Ablagerung des Flammenmergels versank das Münsterländer Festland unter dem transgredierenden Kreide-Meer, womit sich auch die Fazies über tonig-mergelige zu den kalkig-mergeligen Gesteinen der Oberkreide wandelte. Die in der Kreide verstärkt einsetzenden Bewegungen fanden in der subherzyn-laramischen Gebirgsbildungsphase an der Wende Kreide/Tertiär ihren Höhepunkt. Dabei wurden im Rahmen der saxonischen Gebirgsbildung der Teutoburger Wald und das nördliche Eggegebirge aufgerichtet. Wahrscheinlich am Lineament des alten Münsterländer Abbruchs kam es zu einer Überschiebung (Osning-Überschiebung) des Niedersächsischen Tektogens auf den starren Block der Rheinischen Masse.

Während des Tertiärs war der lippische Raum überwiegend Festlandsgebiet. Im Miozän wurden am nördlichen Rand des Blattgebietes in einer salinartektonisch bedingten Senke Tone und Braunkohlen abgelagert. Bei dem gegenüber heute viel wärmeren, feuchten Klima verwitterte die Kreide-Oberfläche tiefgründig. Es fand eine intensive Bodenbildung statt, bei der die chemischen Verwitterungsfaktoren überwogen. Bis zum Ausgang des Tertiärs war fast das heute vorhandene Relief geschaffen.

Das Quartär erfuhr während des Pleistozäns erhebliche klimatische Veränderungen mit mehreren Kalt- und Warmzeiten (Inlandeisbedeckung). Mit wechselnden Mächtigkeiten wurden in dieser Zeit Kiese, Sande, Schluffe und Tone abgelagert. An der Oberfläche sind die Sedimente der letzten Kaltzeit naturgemäß am weitesten verbreitet. Während der kurzen Auftauphasen geriet das Boden- und Verwitterungsmaterial an den Hängen von Keuper- und Unterkreide-Höhen ins Fließen. Aus den Schotterebenen der Bäche und Flüsse wurde am Ende der Weichsel-Kaltzeit feinkörniges Material (Löß, Flugsand) ausgeblasen und auf den älteren Ablagerungen abgesetzt.

Erosion und Sedimentation wirkten bis ins Holozän fort. In den Auen der Bäche und Flüsse wurden sandig-schluffige bis schluffig-tonige Sedimente abgelagert. Durch Subrosionen wurde die Landschaftsformung im Blattgebiet erheblich beeinflusst, Vorgänge, die mit der Bildung von Erdfällen bis in die Gegenwart andauern. In den letzten 1000 Jahren hat verstärkt der Mensch in die Geländegestaltung eingegriffen.

6. Nutzbare Lagerstätten

Im Blattgebiet besitzen gegenwärtig nur die Steine-und-Erden-Vorkommen wirtschaftliche Bedeutung. Aber noch im 19. Jahrhundert bis in die ersten Jahrzehnte dieses Jahrhunderts ist auch der Bergbau mit Mutungen auf Schwefelkies, Bleiglanz, Steinkohle, Braunkohle und Ölschiefer durchaus aktiv gewesen. Einen sehr guten Überblick über alle bergbaulichen Tätigkeiten im Lande Lippe gibt die Arbeit von KENTER (1954). Seine umfangreichen Nachforschungen liegen auch der folgenden kurzen Zusammenfassung zugrunde.

Am 9.3.1857 wurde in Detmold die „Lippische Bergbau- und Hütten-Aktiengesellschaft“ gegründet. Ziel war es, innerhalb und außerhalb des Fürstentums Lippe Eisenerze, Steinkohlen, Braunkohlen und alle anderen nutzbaren Mineralien auszubeuten (KENTER 1954: 14). In den Jahren 1874 und 1877 wurden Mutungen auf Schwefelkiesvorkommen bei Lenstrup eingebracht, die in Knollenform in den Schichten des Unteren Lias auftreten. Im Trochitenkalk des Oberen Muschelkalks kommt auf Klüften gelegentlich Bleiglanz vor. Eine Mutung darauf erfolgte 1891 für den Hiddeser Berg. Mehrere Schürfe und Bohrungen wurden auf Steinkohlen angesetzt, so bei Beerentrup und Wilberg in Schichten des Unteren Lias. Die Tiefbohrung Detmold 2 erschloß 1926 in Teufen von 1073 m und 1144 m zwei Kohlenflöze von 1 – 2 m Mächtigkeit (Kap. 3.1.1.). Etwas erfolgreicher verliefen Mutungen auf Braunkohlen im Blattgebiet (Kap. 3.6.1.). Bergwerksverleihungen erfolgten 1873 mit insgesamt 72 000 Quadratlachtern (1 Lachter = 2,09 m) bei Hummertrup und Wahmbeck. Schließlich erfolgten auch Mutungen auf bituminöse Schiefer (Ölschiefer) bei Schling, Mosebeck, Vahlhausen, Barkhausen und Biesen. Vorübergehend wurde ein brauchbares Leuchtöl gewonnen, das aber damals auf Dauer die Konkurrenz mit dem amerikanischen Petroleum nicht aushalten konnte (KENTER 1954: 56).

6.1. Steine und Erden

Im Bereich der Muschelkalk-Aufsattelung bei Bentrup liegt das zur Zeit einzige Steine-und-Erden-Vorkommen im Blattgebiet, das ein besonderes wirtschaftliches Interesse genießt. Dort werden die Kalksteine des Oberen Muschelkalks in einem größeren Tagebaubetrieb abgebaut und finden als Straßenschotter oder mit Bitumen vermischt als Straßenbelag Verwendung. Die zahlreichen, auf der geologischen Karte erkennbaren Steinbrüche in

den Kalksteinen südwestlich der Werretalung sind seit langem stillgelegt oder teilweise wieder verfüllt. Sie wurden vorwiegend für den Haus- und Wegebau genutzt.

Ehemalige Mergel- und Tongruben sind im Blattgebiet in der Keuper-Formation weit verbreitet und hatten früher eine größere Bedeutung, sei es zur Melioration der Ackerböden oder als Beschotterung von Waldwegen und Fahrstraßen. Das Mergeln der Felder mit den kalkhaltigen Tonsteinen des Keupers oder auch den Mergelsteinen des Mittleren Muschelkalks ist mit dem Aufkommen des Kunstdüngers eingestellt worden.

Sandsteinbrüche kommen nur wenige vor; lediglich die verwitterungsresistenten Sandsteine und Quarzite des Oberkeupers wurden als Bausteine genutzt. Bedeutender waren die Lehm- und Mergelgruben, deren Material in verschiedenen Ziegeleien nahe Detmold weiterverarbeitet wurde. Nicht weniger wertvoll sind auch die Sand- und Kiesvorkommen an Werre und Berlebecke. Eine ganze Reihe heute stillgelegter Abbaustellen weist auf die frühere Bedeutung dieser Lagerstätten hin. Der große Bedarf von Kies und Sand im Hoch- und Tiefbau wird zukünftig weitere Vorkommen erschließen.

In Abbildung 10 sind petrographisch gleich oder ähnlich ausgebildete Gesteine unterschiedlicher stratigraphischer Stellung zusammengefaßt dargestellt.

6.1.1. Kalkstein

Die wenigen in ganz Lippe vorhandenen und betriebenen Kalksteinbrüche haben insbesondere Bedeutung für den Straßenbau. Hier ist im wesentlichen der Trochitenkalk (Oberer Muschelkalk) wichtigster Rohstoff für die Schotter- und Splitherstellung. Das einzige genutzte Vorkommen im Blattgebiet liegt am Gretberg (Firma H. Schiewe) bei Bentrup (VOGLER 1977: 31). Dieser Abbau ist sehr flächenintensiv und stellt einen erheblichen Eingriff in das Landschaftsbild und den Naturhaushalt dar. Der mittel- bis dünnbankige, zum Teil massige, bläulichgraue Kalkstein führt vielfach reichlich Muschelschill und ist durchsetzt von Crinoidenstielgliedern. Seine Mächtigkeit beträgt 12–15 m. Er wird von Kalkstein-Mergelstein-Folgen überlagert, die nur teilweise nutzbar sind.

Die in der Osning-Achse vorkommenden dickbankigen Trochitenkalke wurden wegen ihrer Festigkeit und Verwitterungsbeständigkeit in der Vergangenheit vereinzelt als Bausteine gebrochen aber auch als Wegebaumaterial verwendet. Ebenfalls für das Wegenetz wurden die Kreide-Kalksteine des Teutoburger Waldes an kleineren Abbaustellen genutzt. An günstiger gelegenen Gewinnungsstellen bilden die Schichten des Cenomans und des Turons die Basisstoffe der Zement- und Kalkindustrie (nicht im Blattbereich).

6.1.2. Mergelstein

Zu den Mergel- bis Kalkmergelsteinen zählen im Blattgebiet die Ablagerungen der *labia-tus*-Schichten und des Cenoman-Mergels (Oberkreide) sowie die gipsführenden, dolomitischen Gesteine des Mittleren Muschelkalks. Bedeutung hatten in der Vergangenheit nur die Mergelsteine der Trias-Formation, die mitunter zu Düngezzwecken genutzt wurden. Von geringem Interesse sind die bei Schmedissen im Mittleren Muschelkalk auftretenden Gips-lagen, die durch Auslaugung stellenweise stark reduziert sind. Der Gips wurde auch dort früher zu Düngezzwecken abgebaut, gebrannt und gemahlen (WEERTH 1929: 123).

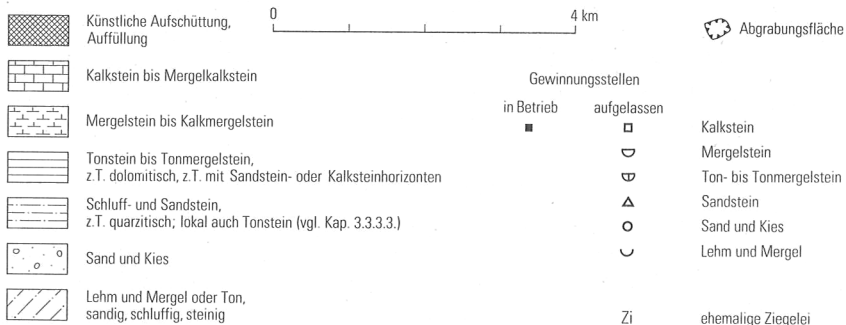
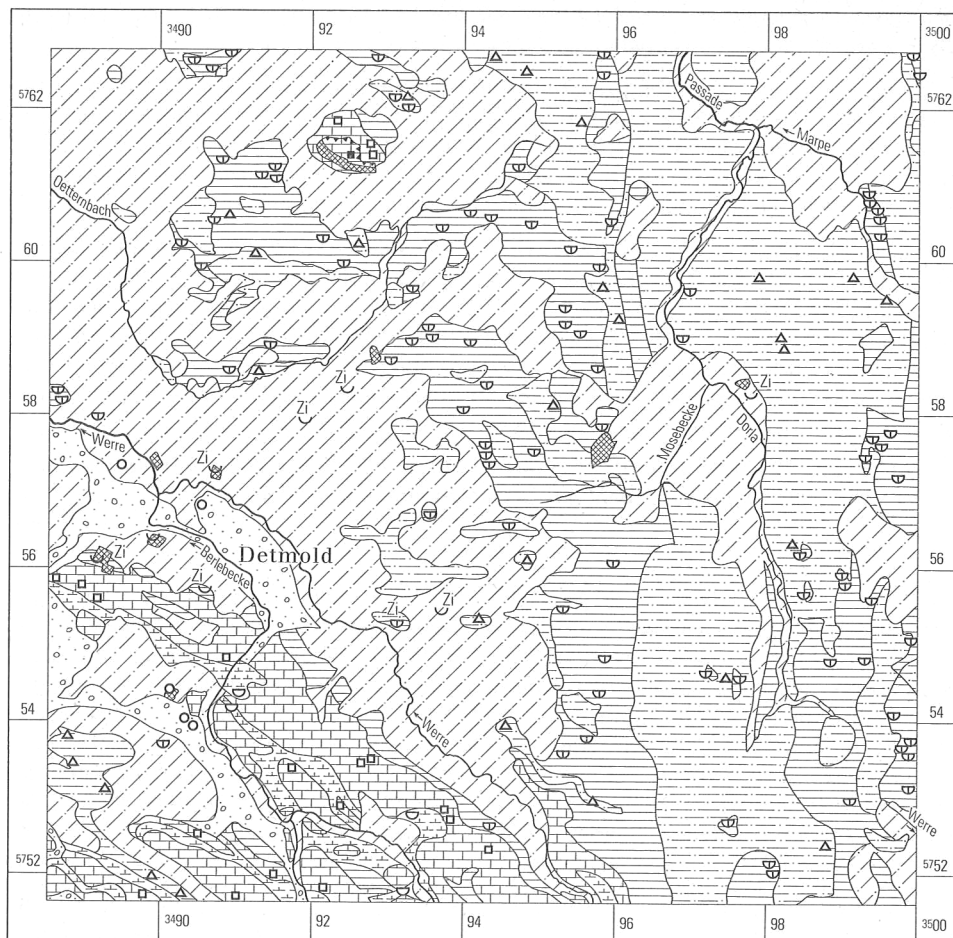


Abb. 10 Steine und Erden

6.1.3. Tonstein bis Tonmergelstein

Aus der Zeit vor Einführung des Kunstdüngers stammen die zahlreichen Mergelgruben des Mittleren und Unteren Keupers, aus denen der örtliche Bedarf an Düngemergel gedeckt wurde. Die kalkhaltigen Tonsteine haben früher dazu gedient, die primäre oder eine sich infolge intensiver Bewirtschaftung allmählich einstellende sekundäre Kalkarmut der Böden zu beheben. Vor allem der Steinmergelkeuper wurde in zahlreichen Mergelkuhlen abgebaut. Der zunächst recht harte Tonmergelstein zerfällt nach einer gewissen Zeit an der Luft. Er wurde auf die Felder gestreut und gab dort seinen Kalkgehalt ganz allmählich ab. Diese Nutzung hat mit der Einführung mineralischer Kunstdünger aufgehört. So sind auch viele Mergelgruben heute verfallen, aufgeschüttet oder stark überwachsen. Die teilweise sehr harten, splittrigen Keuper-Tonsteine wurden vielfach auch für den ländlichen Wegebau genutzt.

Reine Tonsteine oder Mergeltonsteine des Unteren Keupers bildeten in zwei Ziegeleigruben westlich von Detmold (R 89 350, H 56 010 und R 90 450, H 55 760) die Rohstoffe für die Ziegelherstellung. Der Abbau erfolgte bis in die 60er Jahre, wobei später auch Geschiebelehme aus einem nahegelegenen Vorkommen bei Sichterwiese (R 89 900, H 56 400) mitverwendet wurden. Die Gruben bei Heidenoldendorf und Sichterwiese sind wegen des gut abdichtenden, tonigen Untergrundes inzwischen als Mülldeponien verfüllt worden.

6.1.4. Sandstein

Als bauwürdige Sandsteinbildungen kommen im Blattgebiet in der Hauptsache der Osning-Sandstein der Unterkreide, der Schilfsandstein des Mittleren und der Hauptsandstein des Oberen Keupers in Frage. Die Sandsteine des Unteren Keupers sind dagegen zu geringmächtig und besitzen nur eine geringe bis mittlere Festigkeit. Kleinere Brüche bei Remmighausen und Schönemark waren lediglich für den örtlichen Bedarf angelegt worden; sie sind heute stark verwachsen oder verfüllt. Die verkieselten Sand-, Schluff- und mitunter Ton- bis Tonmergelsteine des Flammenmergels (Unterkreide) sind im Bereich der Grotenburg und bei Schling aufgeschlossen, fanden aber nur lokale Verwendung zur Beschotterung der Forstwege.

Der Osning-Sandstein wurde früher in drei großen Steinbrüchen an der Grotenburg abgebaut und als Bau- oder Werkstein verarbeitet. Er wurde teilweise nicht nur als Mauerstein benutzt, sondern auch zur Herstellung von Bauelementen oder -teilen wie Tür- und Fensterbekleidungen, Türschwellen oder Treppenstufen verwendet. Der Sandstein bricht in großen Quadern und hat durchgehend die gleiche, ziemlich ansehnliche Härte. Im Palaisgarten, südlich der Musikakademie in Detmold, liegt eine Tischplatte aus Osning-Sandstein von 5,3 x 1,55 x 0,25 m. Der Steinbruch am Ostrand der Grotenburg hat auch das Material für den Unterbau des Hermannsdenkmals geliefert. Des weiteren findet sich der Osning-Sandstein als Baustein des Detmolder Schlosses sowie vieler öffentlicher und privater Gebäude. Daß er sich auch zu anspruchsvolleren Skulpturarbeiten eignet, beweist der ornamentale Schmuck des Schlosses. Die Steinmetzarbeiten deckten aber nicht allein den heimatlichen Bedarf, sondern fanden auch im Ausland Absatz (WEERTH 1929: 127).

Der Schilfsandstein sondert in einzelnen Bänken ab, die mit dünnen Mergelsteinhorizonten wechsellagern, oder er tritt plattig in oft recht mürber Ausbildung auf. Es kommen aber auch stärkere und festere Bänke vor, die einen zum Hausbau brauchbaren Bruchstein

liefern. Wie seine Festigkeit, so ist auch seine Färbung außerordentlich variabel. Er erscheint in gelben, grauen und braunen Farbtönen, und oft ist er rot oder violett gefleckt und geflammt. Während der Schilfsandstein heute nur noch in zwei Aufschlüssen bei Hedderhagen und Wahnbeck zugänglich ist, sind die zahlreichen anderen ehemaligen Aufschlüsse – besonders in der Nord-Süd-Erstreckung westlich der Meinberger Grabenstörung – heute stark verwachsen oder verfüllt.

Der quarzitisches Sandstein des Oberkeupers hat ein dichtes oder körniges Gefüge. Er besitzt eine hohe Druckfestigkeit (mehr als 3000 kg/cm²; WEERTH 1929: 127) und bildete wegen seiner großen Verwitterungsbeständigkeit ein gesuchtes Wegebaumaterial. Er fand Verwendung als Straßenschotter oder wurde zu Pflastersteinen verarbeitet. Ähnlich dem Osning-Sandstein benutzte man ihn auch für Fenster- und Türeinfassungen. Mehrere Steinbrüche innerhalb des Meinberger Grabens und bei Voßhagen zeugen von einer regen Abbautätigkeit.

6.1.5. Sand und Kies

Von den nutzbaren Lockergesteinen wurden im Blattgebiet bis vor wenigen Jahren noch vor allem die Sande und Kiese eiszeitlicher Ablagerungen an der Werre beziehungsweise Berlebecke genutzt und für Bauzwecke – insbesondere auch als Dammschüttmaterial für den Straßenbau – gewonnen. Drei größere Kiesgruben bei Dehlenkamp und am Teuthof hatten einen 10–15 m mächtigen Schotterkörper aufgeschlossen, der sich aus Plänerkalken (Oberkreide), Osning-Sandstein und Flammenmergel (Unterkreide) sowie aus Muschelkalk-Geröllen zusammensetzte. Mehrere Abbaubetriebe gab es auch in den Ablagerungen der Werre-Niederterrasse. Während große Bereiche bereits ausgekieset sind, befinden sich am Westrand des Blattgebietes weitere Flächen, die für eine Kiessandgewinnung vorgesehen sind. Die durchschnittliche Mächtigkeit des gewinnbaren Materials liegt bei ca. 10 m. Die Werre-Kiese dienten zur Betonkiesherstellung, als Teerschotterzuschlag, als Bausande und Füllmaterial (DOLEZALEK 1978: 48).

Zu den genannten Vorkommen muß auch der Fein- bis Mittelsand der äolischen Ablagerungen gerechnet werden. Während die Flugsande die Niederterrasse mit weniger als 2 m überlagern, geht ihre Mächtigkeit bei Hiddesen über 2 m hinaus, und sie bedecken dort einen teilweise sehr mächtigen Kieskörper mit ähnlicher Gesteinszusammensetzung wie bei Dehlenkamp. Das dicht bebaute Gebiet ist jedoch für einen Abbau der Vorkommen nicht mehr geeignet.

6.1.6. Lehm und Mergel

Lehmige Ablagerungen treten einmal als Auenlehme (Bach- und Flußablagerungen) im Werretal mit einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 2–3 m auf. Zum anderen sind große Bereiche des westlichen Blattgebietes mit teilweise kalkigen Ton- und Schluffablagerungen der Saale- und Weichsel-Kaltzeit bedeckt. Neben den sandig-tonigen Schluffen der Fließerde – vorwiegend an Keuper-Hängen und im Bereich der Unterkreide-Sandsteine – überlagert vor allem die Grundmoräne weite Bereiche des Keuper-Hügellandes. Sie ist meist von einem dünnen Lößschleier überzogen

Die Grundmoräne besteht oberflächennah aus entkalktem, häufig ausgeschlammtem Geschiebelehm. Zum Liegenden hin folgt in der Regel nach 2–3 m ein stark bindiger Geschiebemergel mit erheblichem Kalkgehalt. Trotz einer relativ hohen Geschiebeführung in Form von Kies und Steinblöcken in einer zudem stark sandigen Grundmasse ist das Material früher – bis gegen Ende der 60er Jahre – unter anderem an sechs Stellen im Blattgebiet abgebaut und in Ziegeleibetrieben verarbeitet worden. Solche Ziegeleien befanden sich nördlich, nordwestlich und östlich von Detmold (R 91 900, H 57 800; R 90 750, H 57 200; R 93 020, H 55 300 und R 93 730, H 55 460), in Klüt (R 92 450, H 58 350) und in Altenkamp (R 97 750, H 58 250). Die ehemaligen Ziegeleigruben sind inzwischen eingeebnet, zum Teil überbaut oder haben als Mülldeponien Verwendung gefunden.

7. Hydrogeologie (G. MICHEL)

In den Erläuterungen zu einer geologischen Karte kann und soll das Kapitel Hydrogeologie nur einen Überblick über die Grundwasserverhältnisse vermitteln. Es vermag keinesfalls projektbezogene hydrogeologische Spezialuntersuchungen zu ersetzen.

Im Blattgebiet sind vorwiegend Grundwasserleiter (Aquifere) und Grundwassernichtleiter (Aquicluden) des Keupers, untergeordnet auch des Muschelkalks verbreitet, wobei einige stratigraphische Stufen gipsführend sind. Trotzdem weist das Grundwasser der anderen Stufen auch außerhalb der Verbreitungsgebiete sulfatführender Gesteine vielerorts erhöhte Sulfatgehalte auf. Dies wirkt sich in dem relativ dicht besiedelten Gebiet im Weichbild der Stadt Detmold sehr erschwerend auf die Trinkwassererschließung aus. Daher ist es verständlich, daß die Stadtwerke Detmold heute acht verschiedene Grundwassergewinnungsanlagen betreiben, von denen fünf außerhalb des Blattgebietes liegen.

7.1. Hydrogeologischer Überblick

Übersichtsdarstellungen brachten das Blatt Hannover der Hydrogeologischen Übersichtskarte 1 : 500 000 mit Erläuterungen (1955) sowie die Karte der Grundwasserlandschaften in Nordrhein-Westfalen 1 : 500 000 (1980) und die Karte der Verschmutzungsgefährdung der Grundwasservorkommen in Nordrhein-Westfalen (1980) in vereinfachender Weise. Die Karte Hydrogeologie 1 : 500 000 (1978) aus dem Deutschen Planungsatlas, Band I, Nordrhein-Westfalen, gibt eine differenziertere Darstellung. Die hydrochemischen Verhältnisse sind kartographisch dargestellt in der Karte „Wasserwirtschaftliche Planung im Werregebiet – Grundwasserbeschaffenheit“ (1980).

Im Blattgebiet können neun hydrogeologische Bereiche unterschieden werden, wobei in der Südwestecke und am Ostrand zwei an sich große Bereiche nur hineinragen, denen erst außerhalb des Blattgebietes wesentliche Bedeutung zukommt (Abb. 11). Einen Überblick über die wichtigsten Charakteristika der hydrogeologischen Bereiche vermittelt Tabelle 13.

In dem schmalen Kernbereich des Teutoburger Waldes treten an Störungszonen kleinere Quellen zutage, im Bereich der Grotenburg auch Schicht- und Hangschuttquellen. Frühere Versuche, durch Bohrbrunnen am Fuße und am Hang der Grotenburg Trinkwasser zu erschließen, blieben erfolglos. Seit 1978 haben der Unterkreide-Sandstein und der Flammenmergel im Heidental, also westlich und südwestlich der Grotenburg, für eine Trinkwassergewinnung Bedeutung erlangt, und zwar durch Bohrbrunnen bis fast 400 m

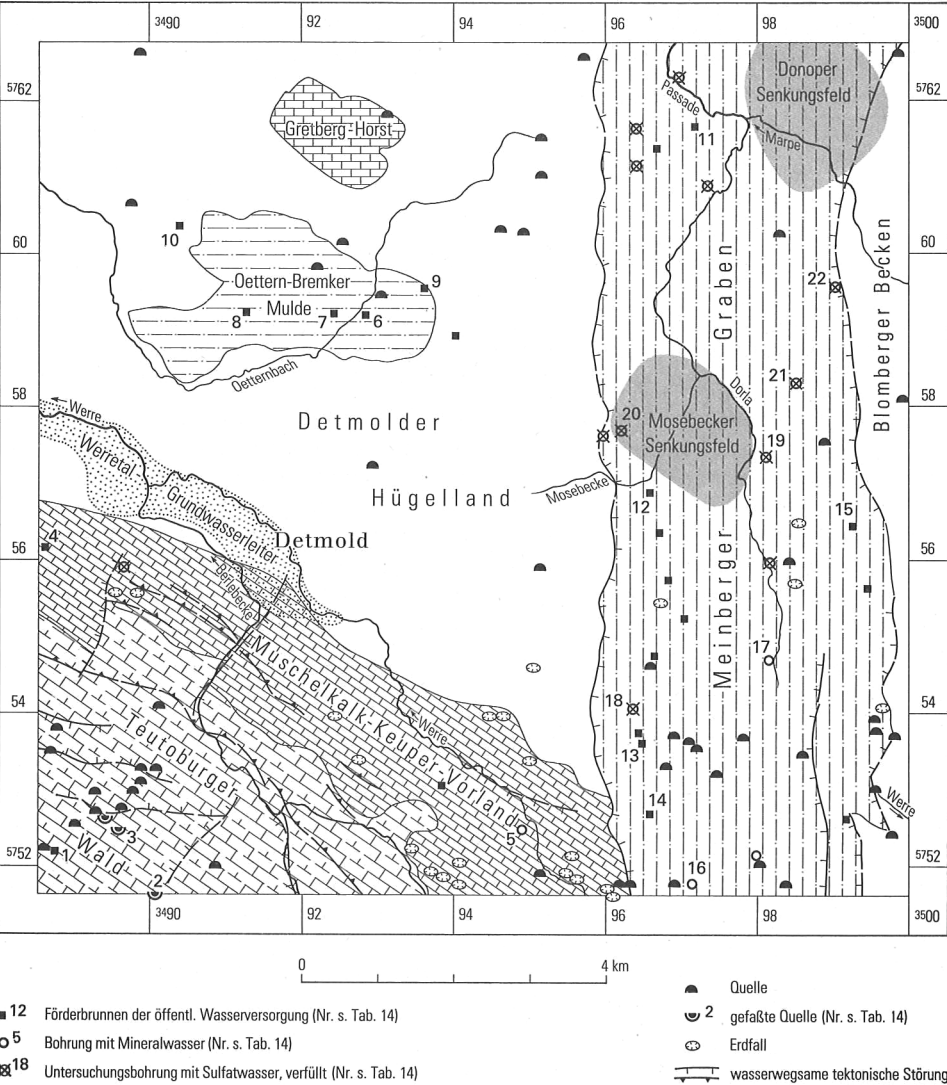


Abb. 11 Hydrogeologische Übersicht

Tabelle 13
Charakteristik hydrogeologischer Bereiche

Bereich	hydrogeologische Charakteristik	Brunnenergiebigkeit (m ³ /h)
Kernbereich des Teutoburger Waldes	Grundwasserleiter vorwiegend Unterkreide, untergeordnet Oberkreide; lokal in größerer Tiefe große Höffigkeit; zahlreiche kleinere Quellen an Störungen	mehr als 100
Muschelkalk-Keuper-Vorland	Grundwassergewinnung aus dem Trochitenkalk bis ca. 100 m Tiefe möglich, Gefahr von aufsteigendem Sulfatwasser	bis 50
Detmolder Hügelland	tonig-schluffige Gesteine wechselnd höffig, in Auflockerungszonen und sandigen Partien örtlich Industriebrunnen; z.T. hohe Nichtcarbonathärte, bedingt durch Gipseinschlaltungen	bis 20
Oettern-Bremker Mulde	kleine artesische Mulde, Grundwasserleiter Steinmergelkeuper, bisher keine Sulfataufhärtung	bis 40
Gretberg-Horst	Kalksteine und Kalkmergelsteine des Oberen Muschelkalks; als Kalksteinlagerstätte genutzt, deshalb keine wasserwirtschaftliche Bedeutung	–
Meinberger Graben	Grundwasserleiter Steinmergelkeuper, Süßwasser neben Sulfatwasser; Grundwassergewinnung deshalb schwierig	bis 50
Mosebecker und Donoper Senkungsfeld	mächtige quartäre, tonig-schluffige, bindige Gesteine, kein Grundwasserinhalt	–
Blomberger Becken	tonige und sandige Gesteine des Mittleren Keupers; Grundwasser quantitativ und qualitativ wechselnd	bis 20
Werretal-Grundwasserleiter	geringmächtige, feinsandige Kiese des Quartärs mit tonig-schluffigen Einlagerungen, oft Sulfatwasser, geringe Höffigkeit	max. 10

Tiefe. Besonders erfolgreich war dabei die 387 m tiefe Bohrung Heidental 4 (1979), unmittelbar westlich des Kartenrandes gelegen. Sie erbrachte im Pumpversuch eine Leistung von 140 m³/h bei einer Absenkung des Ruhewasserspiegels (106 m unter Gel.) von nur 8,5 m. Welchen Anteil Zuflüsse aus den überlagernden Oberkreide-Kalksteinen ausmachen, blieb offen.

Im nordöstlichen Muschelkalk-Keuper-Vorland des Teutoburger Waldes kommt den nach Nordosten einfallenden 12–15 m mächtigen, gut geklüfteten, zum Teil auch verkarsteten Kalksteinen des Trochitenkalks wegen ihrer guten Wasserwegsamkeit eine besondere Bedeutung zu. Die Brunnenergiebigkeiten in diesem Aquifer sind oft höher, als die Größe des Ausstrichbereiches vermuten läßt. Dies ist bedingt durch die Dränagewirkung des Aquifers auf seine liegenden und hangenden Schichten, die mit ihm über Klüfte und Verwerfungen in hydraulischer Verbindung stehen. In Bohrungen ist teilweise die Mächtigkeit des Trochitenkalks durch Überschiebungen scheinbar vergrößert, zum Beispiel auf 80 m in der Bohrung Pivitsheide 8 (1974; R 89 650, H 55 940) unter dem heutigen Kreishaus. Diese Bohrung hatte bei minimaler Absenkung des Ruhewasserspiegels eine Leistung von 50 m³/h. Das Wasser war aber extrem hart (31,5° d, SO₄ 229 mg/l), ein Hinweis auf Zuflüsse aus dem gipsführenden Mittleren Muschelkalk.

Bohrbrunnen werden im Ausstrichbereich des Unteren Keupers angesetzt, um so einen möglichst großen Abstand zwischen Ausbiß des Trochitenkalks und dem entsprechenden Brunnen zu gewährleisten, das heißt ein genügend großes Einzugsgebiet zu haben. Bei zu

weit nach Nordosten angesetzten Bohrbrunnen wäre jedoch wegen dort verbreiteter Sulfatwässer mit hoher Wasserhärte zu rechnen.

Im Muschelkalk-Keuper-Vorland stehen die sieben Brunnen des Wasserwerkes Pivitsheid-Heidenoldendorf, wobei bis auf den 85 m tiefen Brunnen 7 die übrigen Brunnen auf dem Gebiet des Nachbarblattes 4018 Lage liegen. Weiterhin steht im Trochitenkalk ein Brunnen auf dem Gelände des Mädchengymnasiums. In dem noch ungenutzten Bereich des Trochitenkalks bei Remmighausen ist ein Wasserwerk mit 2–4 Brunnen geplant.

Im Bereich des Detmolder Hügellandes herrschen die tonig-schluffigen Serien des Mittleren Keupers (km1 – km3) außer dem Steinmergelkeuper vor. Nutzbare grundwasserführende Schichten sind die Sandsteine des Schilfsandsteins und die steinmergelartigen Tonsteine im oberen Teil des Gipskeupers. Die drei bis 47 m tiefen Brunnen des früheren Detmolder Wasserwerkes in Rödlinghausen förderten aus diesen Partien insgesamt 360 m³/d Grundwasser. Einige Industriebrunnen im engeren Stadtgebiet von Detmold stehen ebenfalls in diesen wenig ergiebigen Kluftgesteinen.

Ein hydrogeologisches Kuriosum ist an dieser Stelle zu erwähnen, damit es nicht in Vergessenheit gerät. A. MESTWERDT hat es uns in einem Archivbericht von 1941 überliefert. Die damalige Luftwaffe hatte in den Jahren 1938 bis 1941 vergeblich versucht, für ihren Flugplatz in der Tiefe Grundwasser zu erschließen, anfangs ohne Beteiligung eines amtlichen Geologen. Bei 552,7 m Tiefe wurden schließlich die Bohrarbeiten am Brunnen 7 im Rötssalz eingestellt (s. Kap. 10.: Brg. 5). Bis 275 m Tiefe war die Schichtenabfolge normal ausgebildet. Im Mittleren Keuper war das Grundwasser gespannt und lief in „beträchtlicher Menge“ artesisch aus. Wegen der hohen Gesamthärte von etwa 110° d (hoher Sulfatgehalt) war das Wasser jedoch für Trink- und Wirtschaftszwecke nicht zu gebrauchen. Beim Tieferbohren nahm die Härte, bedingt durch verdünnende Zuflüsse aus dem Trochitenkalk, wenig bis auf 95° d ab. Im Juli 1939 war der trockene Mergel des Mittleren Muschelkalks bei 270 m Tiefe erreicht. Nun galt es, sich zu entscheiden. Entweder gab man das Bohrloch erfolglos auf oder aber ging das Risiko ein, in den Kalksteinen des Unteren Muschelkalks noch Süßwasser zu finden. Der Versuch mißlang. Der Mittlere Muschelkalk war überdurchschnittlich mächtig, und die Bohrung geriet unversehens in die gips- und steinsalzführenden Tonsteine des Röts. Fazit: Das gesamte über 100 m mächtige Kalksteinpaket des Unteren Muschelkalks war an dieser Stelle tektonisch unterdrückt und fehlte. Diese sehr genaue geologische Bearbeitung MESTWERDTS deckt sich nicht mit der von SCHNEIDER (1964: 24) publizierten Schichtenfolge.

In der Oettern-Bremker Mulde ist der Steinmergelkeuper (km4) der Grundwasserleiter, welcher am Rande der Mulde zutage ausstreicht und im Kern von wasserhemmenden Gesteinen des Lias und des Oberkeupers sowie von Geschiebemergel verhüllt wird. Das Grundwasser ist gespannt und wird inzwischen durch drei Brunnen genutzt, wobei dem 63 m tiefen Brunnen 1 auch aus der Kiesfüllung einer überlagernden pleistozänen Rinne Grundwasser zusitzt. Der 80 m tiefe Brunnen 4 am Ostrand der Mulde nutzt Grundwasser aus dem Schilfsandstein.

Im Greiberg-Horst werden der Grundwasserleiter Trochitenkalk und seine hangenden Schichten zur Kalksteingewinnung abgebaut. Aus diesem Grunde ist diese isolierte Muschelkalk-Struktur für hydrogeologische Untersuchungen nicht mehr interessant. Es ist analog zu anderen ähnlichen Strukturen nicht auszuschließen, daß im tieferen Untergrund unter den Röt-Schichten im Mittleren Buntsandstein Kohlensäure verbreitet sein kann.

In dem bis 4 km breiten Meinberger Graben (s. Kap. 4.1.3.3.) sind Gesteine des Mittleren und Oberen Keupers sowie des Lias verbreitet. Die Keuper-Sedimente bilden eine flache Sattelstruktur; die Lias-Tonsteine treten in einem etwa 300–500 m breiten Graben entlang der Westrandverwerfung auf. Dort wird auf Kluftzonen artesisch ausfließendes

Grundwasser angetroffen (BECKER & MICHEL 1974; HAGELSKAMP & MICHEL 1972: Beispiel B). Der Steinmergelkeuper (km4) und die unteren Partien des Oberen Keupers sind in diesem Gebiet als gute Grundwasserleiter bekannt. Das Grundwasser zirkuliert auf den Trennfugen wie Spalten, Klüften und untergeordnet Schichtflächen. Außer Grundwasser mit normaler Härte tritt örtlich auch solches mit hohen Sulfatgehalten, das heißt einer sehr hohen Nicht-carbonathärte auf. Vermutlich ist das Sulfatwasser im zentralen Teil und am Ostrand des Grabens an besonders tiefreichende Störungen gebunden. Mit zwei hydrogeologischen Bohrprogrammen in den Jahren 1969 und 1972 konnten die hydrogeologischen Verhältnisse des Meinberger Grabens weitgehend geklärt werden (BECKER 1976; HAGELSKAMP & MICHEL 1970: Beispiel B; HAGELSKAMP & MICHEL 1972: Beispiel B; MICHEL & MODEL 1975).

Das Mosebecker und das Donoper Senkungsfeld sind mit mächtigen quartären, vorwiegend tonig-schluffigen Lockersedimenten gefüllt (s. Kap. 4.1.3.5.1. u. 4.1.3.5.2.). Hydrogeologisch betrachtet sind diese Gesteine als ausgesprochene Grundwassernichtleiter anzusprechen.

Die schmale Randzone des Blumberger Beckens, die das Blattgebiet gerade noch berührt, hat flächenmäßig keine Bedeutung.

Die quartären Ablagerungen im Werretal, hier Werretal-Grundwasserleiter genannt, sind nur wenige Meter mächtig und sehr gering grundwasserführend. Die Stadt Detmold betrieb noch 1946 (A. MESTWERT, Arch.-Ber.) unmittelbar östlich von Detmold an der Badeanstalt ein kleines Wasserwerk mit vier 5 m tiefen Brunnen, die in diesen Alluvionen standen. Die Ergiebigkeit aller vier Brunnen betrug nur 9 m³/h. Auch nordwestlich von Detmold sind in diesen feinsandigen Kiesen mit tonig-schluffigem Zwischenmittel keine günstigen Ergebnisse zu erwarten. Tiefere Brunnen, bis in die Sohlsschichten (Mittlerer Keuper) gebohrt, würden höhere Härtegrade des Wassers aufweisen.

7.2. Grundwasserneubildung

Das zentrale Thema der Hydrogeologie heißt Grundwasserneubildung. Es ist der Vorgang, durch welchen Grundwasser neu entsteht. Die Wege zu ihrer Ermittlung sind vielfältig und aufwendig. Ein Arbeitskreis der Fachsektion Hydrogeologie der Deutschen Geologischen Gesellschaft hat sich ihrer angenommen, sie anschaulich aufgezeigt und die diesbezügliche Literatur mitgeteilt (Arbeitskreis Grundwasserneubildung 1977).

Rechnerisch ergibt sich die Grundwasserneubildungsrate nach der Gleichung:

$$A_u = N - V - A_o.$$

Darin bedeuten:

- A_u unterirdischer Abfluß (Grundwasserabfluß); er entspricht derjenigen Menge an Grundwasser, die gewonnen werden kann, ohne den Grundwasserhaushalt übermäßig zu beanspruchen
- N Niederschlag (Regen, Schnee, Hagel, Tau, Nebel); die Niederschlagsmenge wird im allgemeinen als Niederschlagshöhe in Millimeter (mm) angegeben, wobei 1 mm Niederschlagshöhe 1 Liter Wasser pro m² entspricht
- V Verdunstung (der freien Wasserflächen, der Vegetation und des unbewachsenen Bodens)
- A_o oberirdischer Abfluß (Wasser der Bäche und Flüsse)

Das Ausmaß der Grundwasserneubildung läßt sich aus den Ergebnissen meteorologischer und hydrologischer Beobachtungen herleiten (vgl. Tab. 1, S. 19).

Die Niederschlagshöhe wird durch die Meßdaten der wenig außerhalb des Blattgebietes gelegenen Stationen Hörste, Lage, Lemgo und Bad Meinberg repräsentiert. Danach liegt dort, im Regenschatten des Teutoburger Waldes, das langjährige Mittel der Niederschlagshöhe zwischen 750 und 850 mm. Die regionale Position des Blattgebietes innerhalb des Landes Nordrhein-Westfalen in bezug auf die Niederschlagsverteilung und -menge kann folgenden drei Karten entnommen werden:

- Karte der mittleren Niederschlagssummen (mm) für die Periode 1891 – 1930 (Klimatlas von Nordrhein-Westfalen, 1960, Kt. 51)
- Niederschlagskarte des Landes Nordrhein-Westfalen (in mm) für die Periode 1931 – 1950 (SCHNELL 1955)
- Karte der mittleren Niederschlagshöhen (mm) für die Periode 1931 – 1960 (Klimadaten 1976)

Unmittelbar oder mittelbar auf den Niederschlag zurückgehend kann der Abfluß als Restbetrag dessen, was die Verdunstung vom Niederschlag übriggelassen hat, angesehen werden. Bei der Betrachtung des Wasserhaushaltes wird der Abfluß auf die Fläche des Einzugs- bzw. des Niederschlagsgebietes bezogen und in $l/s \cdot km^2$ als Abflußspende angegeben oder, um den Vergleich mit den anderen Wasserhaushaltsgrößen Niederschlag und Verdunstung zu erleichtern, in Millimeter Wasserhöhe ($1 l/s \cdot km^2 = 31,5 mm/Jahr$). Die Abflußspende im Bereich des Blattgebietes Detmold beträgt nach SCHNELL (1955) 12 bis $15 l/s \cdot km^2$ oder 380 bis 470 mm Wasserhöhe.

Der unterirdische Grundwasserabfluß entspricht der Grundwasserneubildungsrate, welche von der Abflußspende abzutrennen ist. Dies ist nicht einfach und auch nicht unproblematisch. Im Blattgebiet wurden hierzu keine speziellen Untersuchungen durchgeführt, weil in einem benachbarten und für den zentralen Bereich von Lippe hydrogeologisch repräsentativen Bereich, der Lemgoer Mark, ein langzeitiges Meßprogramm lief, dessen Ergebnisse mit gewissen naturbedingten Einschränkungen auf das Detmolder Keuper-Gebiet übertragbar sind. Dort schwankte die Grundwasserneubildungsrate in den Trockenjahren 1976 und 1977 zwischen 119 und 191 mm, im Normaljahr 1978 zwischen 403 und 495 mm (MICHEL & SCHRÖTER 1981). Diese relativ hohe Rate ist auf erhöhte Neubildung in niederschlagsreichen Zeiten, auch auf Grundwasserneubildung in den Sommermonaten, zurückzuführen. Im langjährigen Mittel dürfte für das Blattgebiet Detmold eine Grundwasserneubildungsrate von 220 bis 250 mm zugrunde gelegt werden können.

7.3. Hydrochemische Verhältnisse

Im Blattgebiet sind die hydrochemischen Verhältnisse vielgestaltig und können im Rahmen dieser Erläuterungen nicht erschöpfend abgehandelt werden. Verschiedene hydrochemische Grundwassertypen treten eng begrenzt nebeneinander und übereinander auf, zum Teil im gleichen Grundwasserleiter, jedoch in unterschiedlicher tektonischer Position und Tiefenlage, zum Beispiel im Meinberger Graben.

Sole ist im tieferen Untergrund im Verlauf der Osning-Achse zwischen Heiligenkirchen und Detmold nachgewiesen worden, und zwar durch die 1150 m tiefe Bohrung Detmold 2, abgeteuft in den Jahren 1924 bis 1927 (Kap. 10.: Brg. 7). Ziel dieser Bohrung war es, im Mittleren Buntsandstein einen Thermalsprudel für die Stadt Detmold zu erschließen. Einer eigens hierfür gegründeten „Kurbad Detmold-Gesellschaft“ war es gelungen, die für das Bohrvorhaben notwendigen Geldmittel aufzubringen. Vorausgegangen waren Beobachtungen, nach denen „Kohlensäure im Knochenbach an einigen Stellen, so insbesondere bei der Klasingschen Villa, wenn auch außerordentlich schwach, in Form von Gasblasen austrat. Der staatlich geprüfte Nahrungsmittelchemiker und vereidigte Sachverständige, Dipl.-Ing. ULRICH, hatte in einem Bericht vom 15.9.1910 festgestellt, daß das an der genannten Stelle aufgefangene Gas aus fast reiner Kohlensäure besteht“ (STILLE 1924: 6).

In 587 m Tiefe soll der Salzgehalt des angetroffenen Wassers 6 % betragen haben, nach anderen Meldungen (Zeitungsbericht) sogar 17–20 %. Der CO₂-Gehalt betrug nur 80 mg/kg. In 625 m Tiefe war der Salzgehalt auf 3 % zurückgegangen, und die Temperatur entsprach nicht der normalen geothermischen Tiefenstufe, wahrscheinlich eine Folge undichter Bohrlochverrohrungen und somit von Zuflüssen von kälterem Grundwasser aus höheren Bereichen. Ab 715 m Tiefe floß Mineralwasser aus dem Bohrloch artesisch aus. In 1085 m Tiefe, also in den Zechstein-Schichten, betrug die Wassertemperatur über der Bohrlochsohle 35° C, am Bohrlochkopf jedoch nur 15° C, der Salzgehalt lediglich 1,5 % und der CO₂-Gehalt auch nur etwa 500 mg/kg. Trotz mehrfacher Torpedierungen in verschiedenen Teufen und Abzementieren von kälteren Süßwasserzuflüssen konnte das Ergebnis der Bohrung nicht befriedigen. So wurde sie nicht genutzt und wieder verfüllt (DIENEMANN & FRICKE 1961: 249). Einzelne Bohrkern der Detmolder Tiefbohrung werden im Lippischen Landesmuseum, Detmold, aufbewahrt.

Unmittelbar südöstlich außerhalb des Blattgebietes sind auch aus Bad Meinberg trockene CO₂-Gasexhalationen bekannt, und zwar früher aus natürlichen Mofetten, heute aus künstlich in Bohrungen erschlossenen. Im Bereich des „Meinberger Domes“ (FRICKE 1961) reicht das Kohlensäurefeld Bad Meinberg auch in das Blattgebiet hinein (Schrifttum bei DIENEMANN & FRICKE 1961: 140–144; FRICKE & HAASE 1969). Die Kohlensäurevorkommen von Bad Meinberg sind an die Osning-Achse gebunden. Im Untergrund ist der Mittlere Buntsandstein als günstiges Speichergestein für die Kohlensäure kuppel- oder domartig aufgewölbt, wobei die Schichten zusätzlich senkrecht zur Sattelachse quergestört sind. Über dem Mittleren Buntsandstein lagern mächtige Tonsteine des Röts, die das Speichergestein der CO₂-Lagerstätte gut abdichten.

Das bis in wirtschaftlich noch vertretbare Tiefen erschließbare Grundwasser weist entweder Hydrogencarbonat- oder Sulfatvormacht auf. Hydrochemische Gesetzmäßigkeiten in der Verteilung dieser beiden Grundwassertypen sind nicht immer erkennbar. So ist nicht in jedem Fall die chemische Beschaffenheit des Grundwassers nur von der petrographischen Beschaffenheit des durchflossenen Gesteins und der Verweildauer im Untergrund abhängig. Es gibt eine augenfällige Anzahl von Bohrungen und Brunnen, vor allem im Bereich des Meinberger Grabens, die gespanntes Grundwasser angetroffen haben, im Pumpversuch eine überdurchschnittliche Ergiebigkeit zeigten (bis 100 m³/h), aber extrem hohe Sulfatgehalte aufweisen. Bohrungen mit derartigen Ergebnissen können unweit von Bohrbrunnen liegen, die den gleichen Aquifer nutzen und normale qualitative und quantitative Resultate haben (HAGELSKAMP & MICHEL 1974).

Tabelle 14
Grundwasseranalysen

Nr. ¹⁾	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Entnahmestelle	Heidental	Heiligenkirchen	Heiligenkirchen	Pivitsheide	Remmighausen	Klüt	Klüt	Klüt	Klüt
entnommen aus	Brunnen 5	3 Quellen	Quelle Kuhkamp	Brunnen 7	Brg. 1/78	Brunnen 1	Brunnen 2	Brunnen 3	Brunnen 4
Lage	88 660 52 200	90 060 51 630	89 600 52 430	88 620 56 200	94 905 52 480	92 820 59 200	92 420 59 220	91 300 59 190	93 630 59 580
Tiefe (m)	348	50		85	90	63	181	80	81
Geologie ²⁾	kru + kro	kro	mm	mo1	mo1	q + km4	km4	km4	km2
Entnahmedatum	27.12.83	6.6.83	9.4.74	6.6.83	19.6.78	26.5.83	26.5.83	6.5.81	6.5.81
Temperatur (°C)	13	8,8	7,2	11	11	10,5	12,5	10,3	9,5
Leitfähigkeit (µS/cm)	85	400	590	670	650	540	650	580	490
pH	6	7,4	7,4	7,3	7,28	7,6	7,4	7,2	7,5
Σ Erdalkalien (mmol/m³)	273	2 443	3 841	4 270	3 700	3 230	3 990	3 340	2 840
Gesamthärte (°d)	1,6	13,6	21,5	24	21,6	18,2	22,6	18,7	16,0
Härtebereich n. Waschmittelges.	1	2	4	4	4	3	4	3	3
Säurekap. bis pH 4,3 (mmol/m³)	500	4 100	3 900	5 800	6 200	5 500	5 500	4 900	4 900
Carbonathärte (°d)	1,4	11,5	10,9	16,2	17,3	15,4	15,4	13,7	13,7
Na ⁺ (mmol/m³) (mg/l)	165 3,8	96 2,2		235 5,4		209 4,8	435 10		
K ⁺ (mmol/m³) (mg/l)	12,8 0,5	20 0,8		41 1,6		15 0,6	31 1,2		
Mg ²⁺ (mmol/m³) (mg/l)	123 3	123 3	1 521 37	1 521 37	1 300 32	1 560 38	1 720 42	1 240 30	1 360 33
Ca ²⁺ (mmol/m³) (mg/l)	150 6	2 320 93	2 320 93	2 750 110	2 400 97	1 670 67	2 270 91	2 100 84	1 480 59
Mn, gesamt (mmol/m³) (mg/l)	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	—	<0,05	<0,05	2 0,13	—
Fe, gesamt (mmol/m³) (mg/l)	<0,05	<0,05	<0,05	<0,05	6 0,34	<0,05	1 0,07	7 0,39	—
Cl ⁻ (mmol/m³) (mg/l)	197 7	254 9	423 15	818 29	100 5	733 26	650 23	620 22	650 23
NO ₃ ⁻ (mmol/m³) (mg/l)	32 2	258 18	177 11	547 34	130 8	628 39	16 1	50 3	340 21
HCO ₃ ⁻ (mmol/m³) (mg/l)	500 31	100 251	3 900 238	5 800 353	6 200 377	5 500 336	5 500 336	4 900 299	4 900 299
SO ₄ ²⁻ (mmol/m³) (mg/l)	83 8	198 19	1 603 154	822 79	400 35	<50 <2	1 110 107	670 64	—
gelöste feste Bestandteile (mg/l)	61,3	394		649		513	611,3		

¹⁾ ausführendes Inst.: Chem. Unters.-Amt Kreis Paderborn, Paderborn (1 – 9, 12 – 17); Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf., Krefeld (11, 18 – 22); Hyg.-bakt. Inst., Bielefeld (10)

²⁾ Erl. der Symbole s. geologische Karte; q = Quartär, kro = Oberkreide, kru = Unterkreide

Tabelle 14 (Fortsetzung)

10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
Heiden	Wiembeck	Diestel- bruch	Lenstrup	Maßbruch	Brüntrup	Wilberg	Ober- schön- hagen	Lenstrup	Nieder- schön- hagen	Hellsiek	Altenkamp	Kleinen- marpe
Brunnen	Brunnen 1	Brunnen 5	Brunnen 3	Brunnen	Brunnen 2	Bohrung	Bohrung	Bohrung	Bohrung	Bohrung 6	Bohrung	Bohrung
90 400 60 360	97 170 61 700	96 600 56 920	96 460 53 650	96 600 52 690	99 260 56 450	97 160 51 730	98 230 54 760	96 380 54 090	98 100 57 350	96 210 57 695	98 500 58 290	99 040 59 530
135 km4	76 km4	128 km4	94 km4	101 km4	50 km4	124 km3	114 km4	100 km4	129 km2	80 km4	103 km3	53 km3
4.11.82	22.5.73	26.5.83	24.3.83	12.7.83	26.1.81	5.3.79	10.7.72	23.7.80	13.6.72	28.8.74	6.6.72	22.5.73
11,2 525 7,4	11,4 8,0	11,5 820 8,0	10,4 500 7,1	11,5 380 7,3	8,5 460 7,2	11,5 2 000 7,2		1 550 7,3		11,8 7,4		11,8 7,7
3 036 17,0 3 4 900 13,7	2 478 13,9 2 4 200 11,7	5 260 29,6 4 3 700 10,4	2 670 14,9 3 3 100 8,68	1 954 11,1 2 3 200 8,96	2 588 14,4 3 4 600 12,9	14 200 79,5 4 4 600 12,9	3 285 18,4 3 5 600 15,7	11 121 62,6 4 4 200 11,8	18 024 100 4 3 200 8,9	16 683 93,4 4 3 600 10,1	12 145 68,0 4 4 000 11,2	16 510 92,5 4 3 700 10,4
	392 9 51 2 781 19 1 697 68 x x 846 30 564 35 4 900 299 94 9	513 11,8 43 1,7 2 010 49 3 250 130 3 0,14 33 1,82 508 18 16 1 3 700 227 3 040 292		427 9,8 41 1,6 781 19 1 173 47 3 0,17 4 0,22 367 13 32 2 3 200 195 448 43			435 10 26 1 940 23 2 345 94 — 6 0,33 400 15 60 4 4 600 281 11 600 1 120		1 785 41 102 4 9 416 41 8 608 345 7 0,41 29 1,6 280 10 32 2 4 200 257 8 990 864	1 393 32 51 2 5 880 229 10 803 433 395 14 145 9 3 600 195 15 791 1 517	1 524 35 77 3 2 714 66 9 431 378 310 11 48 3 4 000 244 10 566 1 015	827 19 102 4 2 837 69 13 673 548 508 18 65 4 3 700 226 15 552 1 494
	419	732,46		330,79			514		2 492	2 371	1 755	2 382

x in Spuren nachgewiesen

— nicht nachweisbar

Schwefelisotopenuntersuchungen an den im Grundwasser gelösten Sulfaten ergaben, daß nicht alle erhaltenen Werte zu dem Keuper-Aquifer passen (MICHEL & NIELSEN 1977: 209). In dem Brunnen 2 in Diestelbruch, einer Bohrung in Niederschönhagen (Tab. 14: Anal. 19) und einer Bohrung in Kleinenmarpe (Tab. 14: Anal. 22) liegen Mischwässer vor, wahrscheinlich durch Einfluß aus den wesentlich tiefer liegenden Zechstein-Schichten. Die Untersuchungen am 67 m tiefen Brunnen Diestelbruch 3 und der artesischen Bohrung Hellsiek 6 (Tab. 14: Anal. 20) ergaben dagegen echte Keuper-Wässer.

In der Tabelle 14 wird eine Auswahl chemischer Analysen mitgeteilt. Neben der Masse der gelösten festen Bestandteile in mg/l sind in der Tabelle auch die Stoffmengenkonzentration in mmol/m³ (nach DIN 32 625, 1980) sowie die Zuordnung zu den vier Härtebereichen im Sinne des Waschmittelgesetzes (33. Gesetz über die Umweltverträglichkeit von Wasch- und Reinigungsmitteln vom 20. August 1975; BGBl. I: 2255 und BGBl. III: 753–758) genannt. Die Analysen 1 – 15 repräsentieren Rohwässer der öffentlichen Wasserversorgung, die Analyse 16 Heilwasser des Bades Meinberg, die Analyse 17 ein ungenutztes Süßwasser und die Analysen 18 – 22 ungenutzte Sulfatwässer aus dem Bereich des Meinberger Grabens.

Das Grundwasser aus dem Wasserwerk Heidental fließt vorwiegend aus den Sandsteinen der Unteren Kreide zu. Es ist sehr weich und beinahe frei von Chloriden und Sulfaten (Tab. 14: Anal. 1). Das Wasserwerk Heiligenkirchen nutzt neben einem Brunnen gefaßte Quellen. Entsprechend der karbonatischen Grundwasserleiter dominieren Calcium- und Hydrogencarbonationen, und das Wasser ist mittelhart bis hart (Anal. 2). Der Einfluß des Mittleren Muschelkalks in der Quelle Kuhkamp macht sich im schwach erhöhten Sulfatgehalt bemerkbar (Anal. 3). Der recht ergiebige Brunnen Pivitsheide 7 und die Bohrung in Remmighausen fördern aus dem Trochitenkalk. Relativ hohe Gesamthärte und Carbonathärte sind dafür charakteristisch (Anal. 4 und 5). In beiden Fällen wird der Chemismus nicht wie in anderen ähnlich gelagerten Fällen von den gipsführenden Gesteinen des Mittleren Muschelkalks ungünstig aufgehärtet.

Die vier Brunnen des Wasserwerkes Klüt-Oettern nutzen den Steinmergelkeuper (km4) als Grundwasserleiter (Anal. 6–9). Es machen sich dort – und das ist leider nicht immer so – die unterlagernden gipsführenden Gesteine der übrigen Schichten des Mittleren Keupers nicht nachteilig auf die Beschaffenheit des Grundwassers bemerkbar. Gesamthärte und Carbonathärte sind relativ hoch, liegen aber wenig unter der des „Trochitenkalk-Wassers“. Ähnliche Qualität, oft etwas weicher, weisen andere Brunnen auf, die im Steinmergelkeuper stehen (Anal. 11, 13, 14, 15). Der Brunnen Heiden (Anal. 10) fördert nicht nur aus dem Steinmergelkeuper, sondern auch aus dem Schilfsandstein. Dabei überrascht der relativ niedrige Sulfatgehalt, obwohl hydraulische Verbindungen zu gipsführenden Gesteinen nicht auszuschließen sind.

Von den ursprünglich fünf Brunnen des Wasserwerkes Diestelbruch wurde zuletzt nur noch aus dem Brunnen 5 gefördert (Anal. 12). In den übrigen Brunnen stiegen die Sulfatgehalte bis 1200 mg/l an, sie wurden deshalb schon früher stillgelegt. Die Ursache dieser Qualitätsminderung im gipsführenden guten Grundwasserleiter konnte bisher nicht zufriedenstellend geklärt werden.

Der Brunnen in Wilberg gehört zu dem Mineralwasservorkommen Beinkerbruch von Bad Meinberg. Es handelt sich nach der balneologischen Nomenklatur um ein Wasser vom Calcium-Sulfat-Typ (Anal. 16). Es ist als Heilwasser staatlich anerkannt. In Oberschönhagen (Anal. 17) wurde in einer Untersuchungsbohrung ein sulfatarmes Süßwasser gefun-

den. Die übrigen Analysen repräsentieren das Sulfatwasser des Meinberger Grabens (Anal. 18 – 22).

7.4. Grundwasserbewirtschaftung

Bei einer großzügigen Betrachtung der geschichtlichen Entwicklung der Trinkwasserversorgung der lippischen Gemeinden und Städte, vor allem des Großraums Detmold, sind vier Epochen zu erkennen:

bis etwa 1920: Fassen von Quellen, Bau von Flachbrunnen in quelligen Bereichen

bis 1964: Bohrbrunnen bis 100 m Tiefe; abgeteuft mit dem pennsylvanischen Seilschlagverfahren. Nachteile: lange Bohrzeiten und damit Verzögerungen in der Planung und dem Bau der Wasserwerke; qualitative und quantitative Fehlbohrungen

bis 1970: Vor dem Bau eines Brunnens werden Untersuchungsbohrungen am zukünftigen Standort niedergebracht. Vorteil: schnelle Ergebnisse für die Planung; Kostenersparnis

ab 1970: Hydrogeologische Untersuchungsprogramme. In grundwasserhöflichen Gebieten werden die günstigsten Brunnenstandorte gefunden. Die maximale Nutzung eines Vorkommens wird gewährleistet.

Die zentrale Wasserversorgung der Stadt Detmold geht auf das Jahr 1898 zurück. Der Grafregent ERNST ZUR LIPPE-BIESTERFELD schenkte damals der Stadt Detmold das Nutzungsrecht an den Berlebecker Quellen, ließ diese in einem 50 m langen Stollen fassen und von dort eine etwa 10 km lange, sogenannte Hochquellenleitung zur Stadt verlegen sowie ein Verteilungsnetz ausbauen. Die Quellen liegen etwa 2 km südlich des Blattgebietes auf dem Gebiet von Blatt 4119 Horn-Bad Meinberg und entspringen aus dem Plänerkalkstein des Cenomans.

Die Freude über diese Wasserleitung dauerte nicht lange. Im Spätsommer 1904 brach in Detmold eine Typhusepidemie aus. 740 Personen erkrankten, etwa 6% der Bevölkerung. Gestorben sind 54 Personen. Bekannte Sachverständige vom Kaiserlichen Gesundheitsamt in Berlin wurden hinzugezogen, konträre Standpunkte vertreten. Der damalige Kreisphysikus in Detmold, Medizinalrat Dr. VOLKHAUSEN resignierte: „Beide Herren (gemeint sind Prof. Dr. EMMERICH und Geheimrat Prof. Dr. ROBERT KOCH) reisten bald nach ihrem Erscheinen wieder ab und ließen uns hier zwischen Solidar- und Humoraltheorie – wenn ich so sagen darf – zurück, während der Typhus sich ruhig weiter entwickelte, ohne sich um die Meinung der Gelehrten zu kümmern“ (VOLKHAUSEN 1905: 563). Die Ursache der Epidemie konnte nicht völlig erkannt werden. Die Verunreinigungen stammten sehr wahrscheinlich aus der unmittelbaren Umgebung der Stollenfassung, was in dem verkarsteten Kalkstein nicht verwundert.

Im Laufe der Zeit kamen weitere Wassergewinnungsanlagen hinzu. 1936 gab es außer der Berlebecker Stollenfassung ein kleines Wasserwerk in Rödlinghausen (Drei Brunnen im Gipskeuper, km1, Förderung 360 m³/Tag), vier Brunnen an der Sylbecke nördlich Detmold (Förderung insgesamt etwa 15 m³/h), das Wasserwerk im Werretal (s. S. 123) und ein Wasserwerk mit Sickerteichen (künstliche Grundwasseranreicherung!) auf der Inselwiese östlich von Schanze (R 90 860, H 54 410). Nach 1950 kam das Wasserwerk am Donoper Teich (TK 25: 4018 Lage) hinzu. Die anderen kleineren Gewinnungsgebiete waren längst aufgegeben worden, Rödlinghausen jedoch erst 1972.

Am 1.1.1970 trat das Gesetz zur Neugliederung der Gemeinden für den damaligen Kreis Detmold in Kraft und damit war der Weg für eine zentrale Wasserversorgung geebnet. Die Stadtwerke Detmold übernahmen umliegende Wasserwerke und erweiterten sie wesentlich. Neu gebaut wurden die Brunnen in Klüt und ab 1978 im Heidental. Heute gehört der weitaus größte Bereich des Blattgebietes zum Versorgungsgebiet der Stadtwerke Detmold GmbH (Wasserförderung 1983: rd. 4 Mio. m³). Von den randlich gelegenen Orten und Ortsteilen wird Heiden von den Stadtwerken Lage, Wiembeck von den Stadtwerken Lemgo, Bad Meinberg von der Stadt Horn-Bad Meinberg sowie Donop, Kleinenmarpe, Cappel und Brüntrup von den Blomberger Versorgungsbetrieben mit Trinkwasser versorgt.

Das neue Wasserwerk Heidental liegt unmittelbar westlich und südwestlich des Blattgebietes Detmold im Bereich der Blätter 4018 Lage und 4118 Senne. Lediglich der 348 m tiefe Brunnen 5 befindet sich im Blattgebiet. Die bewilligte Grundwasserentnahme aus fünf Brunnen beläuft sich auf 2,5 Mio. m³/a.

In Heiligenkirchen liegen zwei Grundwassergewinnungsgebiete. Im „Oberen Schling“ werden zwei Quellen genutzt, die beide eine verhältnismäßig konstante Schüttung von je 30 – 35 m³/d aufweisen. Die Quelle „Am Hermannsweg“, etwa 460 m südöstlich des Hermannsdenkmals gelegen, ist eine Hangschuttquelle, die aus dem Sandstein-Blockmeer, geologisch Fließerde, entspringt. Dies wird auch durch den Chemismus belegt: Das Wasser ist sehr weich (Gesamthärte 4,3°d) und enthält freie Kohlensäure. Die zweite Quelle heißt „Kuhkampquelle“ und dürfte an eine Verwerfung gebunden sein. Ihr sitzt Grundwasser aus einer schmalen Muschelkalk-Scholle zu (Tab. 14: Anal. 3).

Die Gewinnungsanlage „Ostertal“ besteht aus drei Quelfassungen (Entnahmerecht: 250 000 m³/a) und einem 50 m tiefen Brunnen im Cenoman-Kalk (60 000 m³/a), die bis auf eine Quelle (Tab. 14: Anal. 2) alle im Gebiet von Blatt 4119 Horn-Bad Meinberg liegen.

Die sieben Brunnen des Wasserwerkes Pivitsheide - Heidenoldendorf sind am Nordosthang des Osning-Zuges auf einer Strecke von etwa 6 km angeordnet und nutzen den Trochitenkalk. Im Blattgebiet liegt lediglich der recht ergiebige 85 m tiefe Brunnen 7 (Tab. 14: Anal. 4). Das Entnahmerecht beträgt 700 m³/d und 250 000 m³/a.

Das Wasserwerk Klüt-Oettern besitzt heute vier Brunnen (Tab. 14: Anal. 6 – 9). Der 63 m tiefe Brunnen 1 wurde bereits 1964 gebaut. 1972 kam der 181 m tiefe Brunnen 2 hinzu. Unerwartet hatte eine vorher angesetzte Untersuchungsbohrung bis 120 m Tiefe Tonsteine des Lias angetroffen; das Lias-Vorkommen von Oettern war entdeckt worden. Der Steinmergelkeuper brachte auch das erhoffte gespannte Grundwasser. Im Kurzpumpversuch betrug die Leistung 32 m³/h bei einer Absenkung des Ruhewasserspiegels von 0,25 – 12,8 m unter Gelände. Der Chemismus war ausgesprochen günstig (Gesamthärte 16,6°d, Sulfatgehalt 5 mg/l). Später kamen die Brunnen 3 und 4 noch hinzu. Brunnen 4 steht am Ostrand der Mulde und nutzt den Schilfsandstein. Die bewilligten Wasserrechte betragen 1,155 Mio. m³/a.

Wesentlich dramatischer und unglücklicher verlief die Entwicklung des Wasserwerkes Diestelbruch. Es begann sehr bescheiden mit einem kleinen, sehr aktiven Wasserbeschaffungsverband und einem 46 m tiefen Brunnen südlich der Diestelbrucher Schule. 1974 gab es fünf Brunnen. Diese Erweiterung war weniger eine quantitative Notwendigkeit, sondern mehr eine qualitative. Im Laufe der Zeit stiegen nämlich die Sulfatgehalte im geförderten Wasser auf Werte an, die für die Wasserversorgung ungeeignet waren. So betrug beispielsweise im Mai 1974 die Gesamthärte in Brunnen 1: 41,1°d, in Brunnen 2: 87,4°d, in Brunnen

3: 62,8°d, in Brunnen 4: 20,8°d, Brunnen 5: 20,0°d. Im Jahre 1981 wurde die Förderung eingestellt.

Die Situation der Wasserversorgung der Stadt Detmold aus eigenen Anlagen ist für das Jahr 1981 in Tabelle 15 dargestellt (nach Angaben der Stadtwerke Detmold GmbH). Die Wasserwerke Donoper Teich, Berlebecker Quellen und Berlebeck-Ortsmitte liegen gänzlich außerhalb, die Wasserwerke Heiligenkirchen, Pivitsheide-Heidenoldendorf sowie das damals noch nicht fertiggestellte Wasserwerk Heidental weitgehend außerhalb des Blattgebietes Detmold. Lediglich die Wasserwerke Klüt-Oettern und Diestelbruch befinden sich vollständig innerhalb der Grenzen des Blattgebietes. Betrachtet man nur die Entnahmestellen im Blattgebiet selbst, so ergibt sich für das Jahr 1981 eine Förderung durch die Stadtwerke Detmold von ca. 1 Mio. m³. Hinzu kommt aber noch die Förderung der übrigen Wassergewinnungsanlagen außerhalb des Blattgebietes von weiteren 3 Mio. m³ Grundwasser.

Tabelle 15
Wasserwerke der Stadt Detmold

Wasserwerk	Förderung 1981 (m ³ /a)
Donoper Teich	1 470 642
Berlebecker Quellen	1 017 713
Berlebeck-Heiligenkirchen (Berlebeck-Ortsmitte, Heiligenkirchen)	431 095
Pivitsheide-Heidenoldendorf	609 090
Klüt-Oettern	507 469
Diestelbruch	13 800
	Σ 4 049 809

Mineralwasser vom Calcium-Sulfat-Typ wird westlich vom Beinkerbruch bei Wilberg aus zwei Brunnen gefördert und in einem Mineralwasserabfüllbetrieb („Bad Meinberger“) in Flaschen gefüllt.

8. Ingenieurgeologie (H. VOGLER)

Zu den ingenieurgeologischen Verhältnissen des Blattgebietes sind im Rahmen dieser Erläuterungen nur allgemeine, orientierende Angaben über die bodenmechanischen Eigenschaften der Schichten möglich. Sie können bei Baumaßnahmen keinesfalls notwendig erscheinende, spezielle Untersuchungen ersetzen.

Am Aufbau des Blattgebietes sind Schichten des Mesozoikums vom Oberen Buntsandstein bis zur Oberkreide beteiligt, wobei die größte Verbreitung die Schichten des Keupers aufweisen. Die mesozoischen Schichten werden in weiten Bereichen von pleistozänen und holozänen Lockergesteinen unterschiedlicher Mächtigkeit überlagert.

8.1. Ingenieurgeologische Beschreibung der mesozoischen Schichten

Die mesozoischen Schichten des Blattgebietes sind auf der geologischen Karte in zahlreiche Kartiereinheiten unterteilt. Diese Kartiereinheiten lassen sich unter geotechnischen Gesichtspunkten vereinfachend zu drei Gruppen zusammenfassen, wobei tonig-mergelige, sandsteinreiche und karbonatische Schichten unterschieden werden können.

Zumeist aus Ton-, Tonmergel- und Mergelsteinen (z.T. mit Kalkstein-, Dolomitstein-, Gipsstein- oder Sandsteinlagen) sind folgende Kartiereinheiten aufgebaut: Röt (so), Untere Lettenkohlen-Schichten (ku1), Grenzdolomit-Region (ku3), Gipskeuper (km1), Rote Wand (km3), Steinmergelkeuper (km4), oberer Abschnitt des Oberen Keupers (ko) sowie alle Lias- und Dogger-Gesteine.

Sandsteine (z.T. mit kieseligem Bindemittel), vergesellschaftet mit Ton- und Tonmergelsteinen, herrschen in folgenden Schichten vor: Hauptlettenkohlsandstein (ku2), Schilfsandstein (km2), unterer Abschnitt des Oberen Keupers (ko), Osning-Sandstein (kruO) und Flammenmergel (krlo).

Zu der dritten Gruppe, die vornehmlich aus Kalkstein, Mergelkalk- und Mergelsteinen (z.T. mit Dolomitstein und Gipsstein) zusammengesetzt ist, können schließlich alle Schichten des Muschelkalks und der Oberkreide gestellt werden. Die kompaktesten Kalksteinpartien treten in dem etwa 19 m mächtigen Trochitenkalk (mo1) auf.

Die Verwitterung ist je nach Gesteinsausbildung und in Abhängigkeit vom Landschaftsrelief unterschiedlich. Insbesondere bei tonig-mergeligen Schichten ist mit stärkeren Verwitterungserscheinungen, die etwa 2 m Tiefe erreichen können, zu rechnen. Der Zone intensiver Verwitterung schließt sich eine mehrere Meter tiefe Auflockerungszone an. Stark verwitterte Schichten sind wie bindige Lockergesteine zu betrachten. Sie neigen bei Wassereinwirkung zum Aufweichen und Quellen und sind rutsch- und frostgefährdet. In der darunter folgenden Auflockerungszone ist die Gebirgsfestigkeit durch offene Trennflächen erheblich reduziert.

Die Schichtflächen, die als vorgegebene mechanisch wirksame Trennflächen für die Festigkeit des Gesteinsverbandes besondere Bedeutung haben, zeigen im Blattgebiet im allgemeinen eine flache bis mäßige Neigung ($5 - 30^\circ$), nur im Bereich der Osning-Zone teilweise eine steilere (bis 70°). Ihre Streichrichtung ist uneinheitlich (vgl. Taf. 2 in der Anl.). Die Klüfte, die gleichfalls als Trennflächen wirken, sind nur in den kompakteren Gesteinsbänken deutlich sichtbar. Sie streichen, soweit die wenigen Aufschlüsse eine Beobachtung zulassen, vorwiegend Nordwest-Südost und Südwest-Nordost und fallen steil ein. Die in ihrer vertikalen Erstreckung nur auf die einzelnen Gesteinsbänke begrenzte Klüftung besitzt bei kompakten, sandigen oder kalkigen Schichten Abstände im Dezimeterbereich. Die tonig-mergeligen Schichten sind engständig geklüftet (Zentimeterbereich). Solche Gesteine zerfallen in der Verwitterungszone kleinstückig. Die räumliche Lage von Schicht- und Klüftflächen sowie die ihrer Verschneidungslinien ist besonders bei der Anlage von Einschnitten zu beachten, da für die Standsicherheit nicht so sehr die Eigenschaften des intakten Gesteins als vielmehr sein Trennflächengefüge ausschlaggebend ist. Die flache bis mäßige Neigung der Schichtflächen und die steile Neigung der Klüftflächen sind für die Böschungsstabilität günstig. Probleme ergeben sich bei örtlich auftretenden steileren Neigungen der Schicht- und flacheren der Klüftflächen. Mit Wasserzuflüssen auf den Trennflächen kann gerechnet werden. Entsprechende Untersuchungen im Hinblick auf die Standfestigkeit der Böschungen sind wichtig.

Als Dammbaumaterial ist das in Einschnitten gewonnene Festgestein im Falle von Kalk-, Mergelkalk- und Sandsteinen gut, von Ton- und Tonmergelsteinen, insbesondere im verwitterten Zustand nur bedingt geeignet, da sich unter Wasserzutritt seine Konsistenz ändern kann. Tonige und mergelige Gesteine dürfen nur bei trockenem Wetter gewonnen und möglichst unter lagenweiser Beimischung von Kies oder unter Anwendung anderer Stabilisierungsmaßnahmen eingebaut werden.

Bauwerksgründungen im Fels sind meistens unproblematisch. Für die Dimensionierung der Fundamente und der Bodenpressung kann bei kompaktem unverwittertem Fels für vorwiegend aus Ton- und Tonmergelsteinen bestehende Schichten von einem Elastizitätsmodul (E_s) von 200 – 400 MN/m² ausgegangen werden. Bei kalkstein- und sandsteinreichen Schichten können die E_s -Werte zwischen 700 und 3000 MN/m² angesetzt werden; in entfestigten oder verwitterten schluffig-tonigen Gesteinen können sie bis auf 20 bis 40 MN/m² heruntergehen. Die Gründung von Hochbauten sollte einheitlich im Fels oder einheitlich im Lockergestein erfolgen.

Nach DIN 18300 sind die mesozoischen Kalk-, Mergelkalk- und Sandsteine des Blattgebietes in Klasse 7 (schwer lösbarer Fels), die Ton- und Tonmergelsteine sowie die sonstigen Gesteine in der oberflächennahen Auflockerungszone in Klasse 6 (leicht lösbarer Fels) einzustufen.

8.2. Ingenieurgeologische Beschreibung der pleistozänen und holozänen Schichten

Grundmoräne (D,Mg): Von den quartären Schichten, die den mesozoischen Untergrund überdecken, nimmt die Grundmoräne große Flächenteile des nordwestlichen und westlichen Blattgebietes mit Mächtigkeiten bis 30 m ein. Sie besteht aus einem sandig-kiesigen, mergeligen Ton oder Schluff mit Steinen, zeigt aber in Abhängigkeit des vom Eis aufbereiteten Untergrundes oder von Ausschlämmungsvorgängen eine große Variationsbreite entweder zur sandig-tonigen oder sandig-kiesigen Ausbildung hin. In Oberflächennähe ist die Grundmoräne immer entkalkt und liegt dann bis in eine Tiefe von 2 – 3 m als gelblich-brauner, sandig-bindiger Geschiebelehm vor. Die Grundmoräne ist infolge der Vorbelastung durch das Eis gut konsolidiert und wenig kompressibel. Die Steifemoduln E_s liegen im Falle der unverwitterten Grundmoräne (Geschiebemergel) im Bereich von 30 – 100 MN/m², bei der verwitterten, entkalkten Ausbildung (Geschiebelehm) etwa zwischen 20 und 40 MN/m². Die Grundmoräne ist nach DIN 18300 im allgemeinen in Klasse 4 (mittelschwer lösbare Bodenarten) einzustufen.

Mittelterrasse (M) und Niederterrasse (N): Die sandig-schluffigen Kiese der Mittelterrasse an den Südhängen des Berlebecke- und Wiembecketals sowie ähnlich ausgebildete Niederterrassensedimente im Werretal bei Detmold sind mitteldicht gelagert. Die Steifemoduln E_s werden mit 50 – 100 MN/m² veranschlagt. Die Kiese eignen sich gut als Schüttmaterial. Nach DIN 18300 sind sie in Klasse 3 (leicht lösbare Bodenarten), bei Schluffgehalten über 15 % in Klasse 4 (mittelschwer lösbare Bodenarten) einzustufen.

Fließerde („fl): Fließerden sind entsprechend ihrer eiszeitlichen Entstehung aus Verwitterungsschutt des Untergrundes sehr unterschiedlich zusammengesetzt. Sie bestehen vorwiegend aus sandig-tonigem Schluff mit Gesteinsschutt in wechselndem Anteil und unterschiedlicher Korngrößenverteilung. Eine Unterscheidung von verwitterten anstehenden Gesteinen ist vor allem in Bohrungen oft nicht eindeutig durchzuführen. Die Mächtig-

keit der Fließerden kann mit 2 – 6 m, in einzelnen Fällen mit 10 m angenommen werden. Ihre Steifemoduln E_s sind bei vorwiegend schluffig-toniger Ausbildung mit 8 – 15 MN/m², bei vorwiegend schluffig-sandiger Ausbildung mit 15 – 25 MN/m² zu veranschlagen. Die Böden sind wasserempfindlich. In Hanglagen sollte bei Bauwerksgründungen ein einheitlicher Baugrund im Anstehenden angestrebt und Fließerden möglichst ausgeräumt werden. Fließerden werden nach DIN 18 300 im allgemeinen der Klasse 4 (mittelschwer lösbare Bodenarten) zuzurechnen sein.

Löß, z. T. Sandlöß („Lö): Die Lößablagerungen des Blattgebietes sind durchweg zu kalkfreien Lößlehm verwittert. Sie bedecken große Flächen als dünne Auflagen, erreichen stellenweise aber auch Mächtigkeiten von fast 5 m. Die bodenmechanischen Eigenschaften dieser vorwiegend aus Mittel- bis Grobschluff mit wechselnden Ton- und Sandanteilen bestehenden Ablagerungen werden weitgehend vom Wassergehalt bestimmt. Lößlehm kann bei Vernässung auf dynamische Belastung (z.B. durch vibrierende Verdichtungsgeräte) empfindlich mit Konsistenzänderungen reagieren, wobei er weich und breiig wird. Bei Bauwerksgründungen sollte der Lößlehm bei geringeren Mächtigkeiten (< 1 m) ausgeräumt werden, wo das nicht möglich ist, sollte die Gründungssohle zumindest einheitlich im Lößlehm liegen. Wegen seiner Wasserempfindlichkeit sind Wasserzuflüsse während des Baugrubenaushubs fernzuhalten und die Gründungssohle vor Vernässung beispielsweise durch eine Magerbetonschicht zu schützen. Vernässte Sohlen sollten durch eine Sand- oder Kiessandschicht von 10 – 20 cm Dicke stabilisiert werden. Die Steifemoduln E_s sind bei Lößlehm mit 8 – 15 MN/m² anzusetzen. Nach DIN 18 300 ist Lößlehm der Klasse 4 (mittelschwer lösbare Bodenarten) zuzurechnen.

Flugsand, z. T. Dünen („S,a): Fein- bis Mittelsande äolischer Entstehung sind im südwestlichen Blattgebiet als Überlagerungen mit Mächtigkeiten zwischen wenigen Dezimetern bis zu 4 m anzutreffen. Sie weisen eine lockere Lagerung auf. Die Steifemoduln können mit 30 – 40 MN/m² angesetzt werden. Bei geringen Mächtigkeiten ist eine Fundierung in den unterlagernden Schichten, sonst eine Verdichtung vor der Gründung zweckmäßig. Nach DIN 18 300 gehören die Flugsande der Klasse 3 (leicht lösbare Bodenarten) an.

Auenlehm („L, ta) und Auensand („S, ta): Der die Talböden bedeckende Auenlehm ist ein schwach toniger bis toniger, zum Teil schwach feinsandiger Schluff mit wechselnden Humusanteilen, gelegentlich mit Torflagen. Seine Mächtigkeit schwankt zwischen einigen Dezimetern und wenigen Metern. Im westlichen Blattgebiet, so am Unterlauf der Berlebecke sowie im Heidental und in der breiten Werreniederung bei Detmold treten über den Niederterrassensedimenten auch fein- bis mittelkörnige Auensande mit schluffigen Einschaltungen von etwa 1 – 2 m auf. Diese Talsedimente sind mäßig bis wenig konsolidiert und locker gelagert, die Auenlehme außerdem wasser- und frostempfindlich. Beim Auenlehm können Steifemoduln von 7 – 10 MN/m², beim Auensand solche von 30 – 50 MN/m² zugrunde gelegt werden. Erstere sind nach DIN 18 300 in Klasse 4 (mittelschwer lösbare Bodenarten), letztere in Klasse 3 (leicht lösbare Bodenarten) einzustufen. Wegen der größeren Setzung des Auenlehms bei Belastung und des hohen Grundwasserstandes muß durch Baugrunduntersuchungen geprüft werden, welche Fundierung möglich ist.

8.3. Allgemeine Hinweise

Da die Belastbarkeit des Baugrundes sowohl von den Baugrundeigenschaften als auch von der Konstruktion des Bauwerks abhängt, sind bei bekannter Bauwerksplanung speziell-

le Untersuchungen des Baugrundes erforderlich. Erst nach genauer Kenntnis des Schichtenaufbaus und der Bodenkennwerte, des Grundwasserstandes und der anfallenden Belastung können Aussagen über die zweckmäßige Gründung gemacht werden. Richtwerte dazu gibt die DIN 1054 (Zulässige Belastung des Baugrundes) an. Außerdem wird auf DIN 18 300 (Allgemeine technische Vorschriften für Bauleistungen – Erdarbeiten) und auf DIN 4095 (Baugrund, Dränung des Untergrundes zum Schutz von baulichen Anlagen) hingewiesen.

Besondere Beachtung verdienen die mit tertiären und quartären Lockersedimenten gefüllten Subrosionssenken des Blattgebietes (vgl. Kap. 4.1.3.5.), die auf Salzauslaugung im tieferen Untergrund zurückgeführt werden. Bewegungen an der Erdoberfläche sind dort heute jedoch nicht mehr erkennbar. Erdfälle jüngerer Entstehung sind dagegen im ausstreichenden Muschelkalk im Bereich der Osning-Achse und an anderen Stellen auch vereinzelt in Schichten des Keupers vorhanden. Sie sind künstlich verfüllt und nur als schwache Einsenkungen mit Durchmessern von etwa 10 – 30 m erkennbar. Noch anhaltende Einsenkungen wurden an einem Erdfall südöstlich des Remmighauser Berges (R 94 080, H 52 020; vgl. Kap. 4.1.3.5.) beobachtet. In bebauten Bereichen wurden bislang noch keine Erdfälle festgestellt.

Das Gebiet des Blattes Detmold liegt nach DIN 4149 (Bauten in deutschen Erdbebengebieten) in Zone 0, das heißt in einem Raum, in dem nach bisherigen Erfahrungen keine nennenswerten Erdbebenschäden auftreten.

9. Böden (H. DAHM-ARENS)

Im Blattgebiet Detmold haben zahlreiche Bodenbildungsfaktoren, die in unterschiedlicher Kombination und Intensität wirksam gewesen sind, zu einem großen Formenreichtum der Böden geführt. Die Vielfalt beruht vor allem auf den unterschiedlichen Ausgangsgesteinen, dem sehr wechselhaften Relief, dem Einfluß von Grundwasser und Staunässe sowie den klimatischen Gegebenheiten. In den intensiv landwirtschaftlich genutzten Gebieten tritt außerdem der Einfluß des Menschen hervor. Im Rahmen dieser Erläuterung soll den auf der geologischen Karte dargestellten geologisch-stratigraphischen und -petrographischen Einheiten ein bodenkundlicher Inhalt gegeben werden, ohne eine weitere Differenzierung der ausgeschiedenen Flächen vorzunehmen. Eine genauere Darstellung der Böden des Untersuchungsgebietes ist auf Blatt L 4118 Detmold (1980) der Bodenkarte von Nordrhein-Westfalen 1 : 50 000 – nordöstlicher Quadrant – sowie in der Beschreibung der Bodenverhältnisse Ostwestfalens (DAHM-ARENS 1979, 1983) zu finden. In Abbildung 12 sind die vorkommenden Bodeneinheiten zu zehn Bodengesellschaften zusammengestellt worden.

9.1. Böden aus Gesteinen des Muschelkalks und der Oberkreide

Flach- bis mittelgründige Rendzinen kommen im Blattgebiet nur aus Kalkstein, Mergelstein und Kalkmergelstein des Unteren und Oberen Muschelkalks und der Oberkreide

(Cenoman und Turon) vor. Sie nehmen ausschließlich Steilhang- und Kuppenlagen ein. Ihr Verbreitungsgebiet sind die Kammregionen des Teutoburger Waldes, in denen die harten Kalksteine und Kalkmergelsteine des Muschelkalks und der Oberkreide bis zur Oberfläche anstehen, sowie das isolierte Kalksteinvorkommen des Oberen Muschelkalks am Gretberg bei Bentrop, in dem Trochitenkalk und Ceratiten-Schichten bis unter die humose Krume reichen. Diese Flächen tragen nur ein geringmächtiges Solum mit unterschiedlichem Feinbodenanteil aus tonigem Lehm und lehmigem Ton sowie freiem CaCO_3 bis in die Krume. Die Rendzinen gehen kleinflächig in mittelgründige Braunerde-Rendzinen und Rendzina-

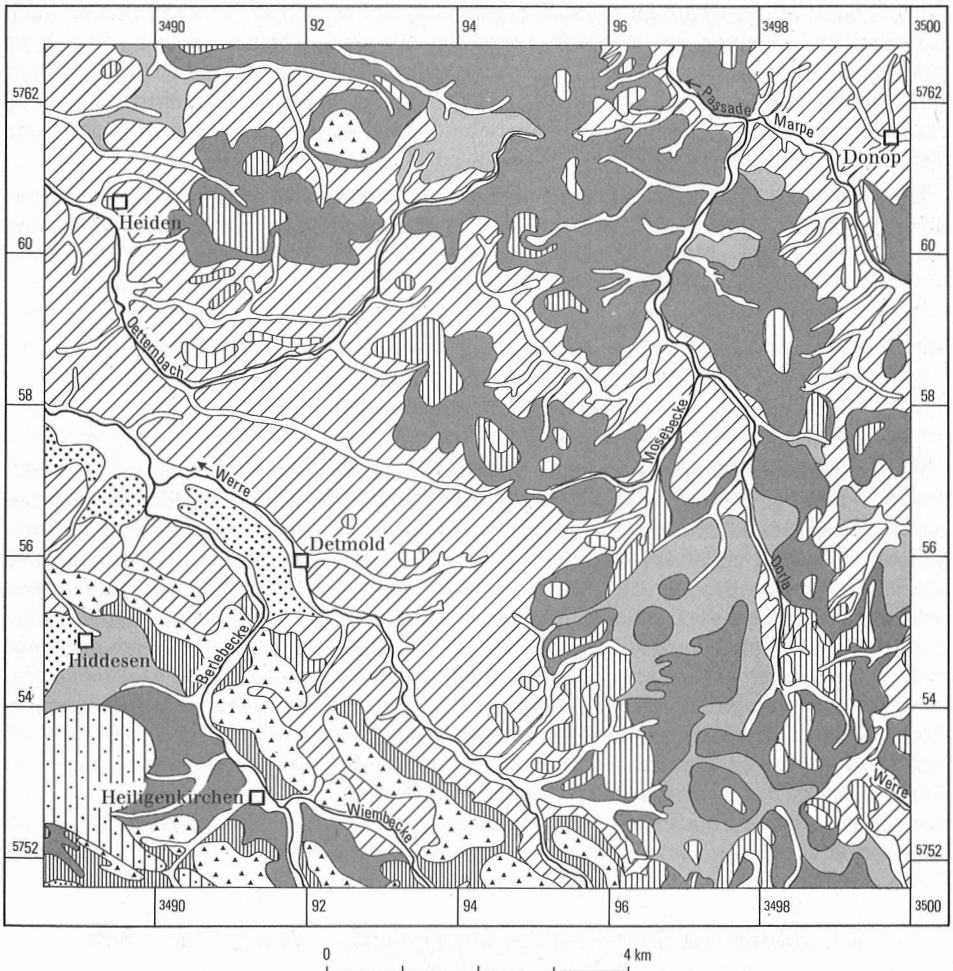


Abb. 12 Bodenkundliche Übersicht



steiniger toniger Lehm, z.T. kalkhaltig, 3 – 6 dm
Kalkstein, Mergelstein und Kalkmergelstein



steinigerschluffig-toniger Lehm, z.T. kalkhaltig, 4 – 8 dm
Kalkstein, Mergelstein und Kalkmergelstein



toniger Lehm, z.T. steinig, z.T. grusig, 4 – 8 dm
Tonstein und Tonmergelstein



steiniger sandiger Lehm, 4 – 10 dm
Sandstein und Tonstein



steiniger lehmiger Sand, 4 – 10 dm
Sandstein



Fein- bis Mittelsand, z.T. lehmig, 10 – 20 dm
Kies und Sand



schluffiger Lehm, 10 – 20 dm
Tonstein, Tonmergelstein, Sandstein
oder Geschiebelehm



schluffig-sandiger Lehm,
z.T. steinig, z.T. grusig, z.T. kiesig, 6 – 10 dm
Tonstein, Tonmergelstein und Sandstein



schluffiger Lehm, z.T. tonig, z.T. kiesig,
z.T. grusig oder steinig, 10 – 20 dm
Tonmergelstein



schluffiger Lehm, z.T. tonig, 10 – 20 dm
kiesiger lehmiger Sand

Rendzina

aus Kalkstein, Mergelstein und Kalkmergelstein (Muschelkalk und Oberkreide)

Braunerde

aus Kalkstein, Mergelstein und Kalkmergelstein (Muschelkalk und Oberkreide)

Braunerde

aus Tonstein und Tonmergelstein (Keuper und Jura)

Braunerde

aus Sandstein und Tonstein (Keuper)

Braunerde-Podsol

aus Sandstein (Unterkreide)

Podsol

aus Niederterrassen- und Flugsand (Pleistozän)

Parabraunerde

aus Löß, z.T. umgelagert (Pleistozän)

Pseudogley-Braunerde

aus Fließerde (Pleistozän) über Tonstein, Tonmergelstein und Sandstein (Keuper, Jura, Unterkreide), z.T. mit geringmächtiger Lößdecke (Pleistozän)

Pseudogley

aus Geschiebelehm (Pleistozän), z.T. aus Lößlehm (Pleistozän) über Tonmergelstein (Keuper)

Gley

aus Auenlehm (Holozän)

Braunerden über. Aufgrund des starken Steingehalts, der exponierten Lage und der Dürreempfindlichkeit sind sie für die landwirtschaftliche Nutzung kaum geeignet. Sie stehen fast nur unter Wald, einem artenreichen Eichen-Hainbuchenwald, vereinzelt werden sie als Grünland mit deutlicher Trockenrasenvegetation genutzt.

Mittelgründige, basenreiche Braunerden haben sich ebenfalls aus Kalkstein, Mergelstein und Kalkmergelstein des Unteren und Oberen Muschelkalks und der Oberkreide im Bereich des Teutoburger Waldes entwickelt. Im allgemeinen befinden sie sich in Mittelhanglage und sind somit der Erosion ausgesetzt. Sie bestehen aus schluffig-tonigem Lehm mit stark wechselndem, aber hohem Skelettgehalt. Stellenweise gehen sie in Rendzina-Braunerden, kleinflächig in Braunerde-Rendzinen über. Der räumliche Wechsel zwischen Braunerden und Rendzinen ist charakteristisch für diese Bodengesellschaft. Die Böden werden wie die Rendzinen vorwiegend forstlich genutzt mit zum Teil sehr alten, buchenreichen Laubmischbeständen. Erfolgreiche landwirtschaftliche Nutzung ist aufgrund der Hanglage und des Steingehalts kaum möglich.

Innerhalb dieser Bodengesellschaft nehmen deutlich schwerere, mittel- bis tiefgründige, basenreiche Braunerden die Verebnungsflächen und Unterhanglagen des Mergelsteins und Kalkmergelsteins im Bereich des Mittleren Muschelkalks und der Oberkreide ein. Sie bestehen aus tonigem Lehm – der Anteil an abschlämbbaren Bestandteilen ($< 0,002\text{ mm}$) beträgt im Durchschnitt 35 % – mit unterschiedlichem Gehalt an Kalksteinstückchen. Bei der tonreichen Feinsubstanz handelt es sich überwiegend um Rückstandstone der Kalk- und Mergelsteinverwitterung, die nur in sehr langen Zeiträumen zu der Anreicherung carbonatfreien Feinbodens geführt hat. Möglicherweise sind auch präquartäre Verwitterungsreste als Bodenrelikte der Terra fusca – mit bis zu 70 % abschlämbbaren Bestandteilen – an der Zusammensetzung der rezenten Böden beteiligt. Anreicherung von Bodenmaterial durch Solifluktion und Erosion höhergelegener Bereiche ist ebenfalls gegeben. Diese Böden werden fast ausschließlich ackerbaulich genutzt mit Schwergewicht auf dem Getreidebau, gehören aber infolge der tonigen Bodenart zu den schwierigen Böden mittlerer Ertragsleistung.

9.2. Böden aus Gesteinen des Keupers und des Juras

Mittelgründige, mäßig basenhaltige Braunerden aus Tonstein und Tonmergelstein des Steinmergelkeupers und Gipskeupers (Mittlerer Keuper) und des Lias (Unterer Jura) kommen in ebener oder schwach hängiger Lage kleinflächig vor. Sie bestehen aus tonigem Lehm mit lokal unterschiedlichem Grus- und Steingehalt. Vernässungen lassen sich örtlich in wechselnder Tiefe feststellen; ihre Ursache ist in zusitzender Hangnässe zu sehen. Trotz der schweren Bodenart werden sie fast ausschließlich ackerbaulich genutzt, wobei sie mittlere Erträge bringen.

Mittel- bis tiefgründige, schwach basenhaltige Braunerden aus Sandstein und, untergeordnet, Tonstein des Keupers kommen in relativ exponierter Lage im nördlichen und östlichen Teil des Blattgebietes vor. Bodenartlich handelt es sich um sandigen Lehm mit stark wechselndem Steingehalt. Die Böden sind locker und verursachen kaum Schwierigkeiten bei der Bearbeitung. Sie stehen vorzugsweise in Ackernutzung und bringen im Durchschnitt mittlere bis gute Erträge.

9.3. Böden aus Gesteinen der Unterkreide

Mittel- bis tiefgründige Braunerde-Podsole aus Sandstein und Schluffstein der Unterkreide sind nur in den höchsten Lagen des Teutoburger Waldes am südwestlichen Blatttrand im Bereich der Grotenburg (Hermannsdenkmal) zu finden. Da diese Gesteine langsamer verwittern als die angrenzenden Kalk- und Tonmergelsteine, treten sie morphologisch deutlich hervor und stehen in den Kammlagen bis fast an die Oberfläche an. Folge der exponierten Position ist eine stets wirksame Erosion, die das Bodenmaterial immer wieder abträgt und am Mittel- und Unterhang absetzt. So nimmt auch erst in tieferen Lagen die Mächtigkeit des Solums zu. Der Ausprägungsgrad der Podsolierung ist relativ schwach. Es darf als wahrscheinlich angenommen werden, daß es sich um sekundäre Podsole handelt, denen ein kurzes Braunerdestadium vorausgegangen ist. Außerdem ist den Böden am Hangfuß durch Soliflukts- und Erosionsvorgänge vielfach bindiges Material beige-mengt worden, so daß Übergangsbildungen zu Podsol-Braunerden verbreitet vorkommen.

Die Böden aus Sand- und Schluffstein der Unterkreide werden fast nur forstlich genutzt, da einmal die geringere Entwicklungstiefe und der hohe Steingehalt, zum weiteren die exponierte Lage landwirtschaftliche Nutzung weitgehend ausschließen. Nur am Mittel- und Unterhang, bei größerer Profiltiefe, werden die vorherrschenden Fichtenbestände von Ackerfluren abgelöst.

9.4. Böden aus Ablagerungen des Quartärs

Tiefgründige, mäßig basenhaltige Parabraunerden aus Löß (Pleistozän) sind im gesamten Blattgebiet in ebenen und fast ebenen Lagen, vor allem in den weiten Talungen und auf Unterhangflächen, verbreitet. Es ist als gesichert anzunehmen, daß das an den Teutoburger Wald nach Norden und Osten anschließende Blattgebiet ehemals von einer geschlossenen Lößdecke überzogen war. Intensive Periglazialeinflüsse während des ausklingenden Pleistozäns sowie Entwaldung und Inkulturnahme begünstigten Erosionsvorgänge in geschichtlicher Zeit und haben den Löß in Bewegung gebracht. Exponierte Lagen, zum Beispiel die Rücken aus Keuper-Sandstein im Ostteil des Blattgebietes, sind weitgehend von Löß befreit, die Tal- und Hangfußlagen aber sind mit Löß und seinen Umlagerungsprodukten angereichert worden. Texturell liegt in all diesen Positionen ein dem typischen Löß ähnliches Korngemisch – schluffiger Lehm – vor. Die Bodenentwicklung ist auch hier zur Parabraunerde erfolgt.

Durch vielfach starke Lessivierung und Tonanreicherung im Bt-Horizont, stellenweise auch durch die Stauwirkung unterlagernder Ton- und Tonmergelsteine (Keuper und Jura), vor allem von Geschiebelehm (Pleistozän) im Westteil des Blattbereiches, wird das Niederschlagswasser auf seinem Weg in den Unterboden behindert, so daß Übergänge zu Pseudogley-Parabraunerden und lokal zu Pseudogleyen vorkommen.

Die Parabraunerden und ihre Subtypen gehören zu den besten Böden des Gebietes. Sie sind fast immer bearbeitbar und für den Anbau anspruchsvoller Kulturpflanzen mit entsprechend hohen Erträgen geeignet.

Weit verbreitet sind Pseudogley-Braunerden, insbesondere im Nord- und Ostteil des Blattgebietes. Sie haben sich aus den sandig-tonigen Fließerden des Pleistozäns

entwickelt; stellenweise handelt es sich dabei um periglazial nur wenig bewegtes Verwitterungsmaterial der anstehenden Festgesteine, das in einer Mächtigkeit bis zu 1 m dem Tonstein, Tonmergelstein oder Sandstein unmittelbar aufsitzt. Die Böden enthalten in den oberen 0,2 – 0,3 m vielfach noch Lößlehmreste, so daß der Feinbodenanteil stark wechselt. Dazu kommt, daß sie mit kantigen Geröllen unterschiedlicher Zahl und Größe durchsetzt sind. Im allgemeinen sind die Böden schwach verdichtet und neigen aufgrund dessen zur Stauung des Niederschlagswassers, was zur Entwicklung von Pseudogley-Braunerden geführt hat. Untergeordnet kommen auch Braunerden vor. Da sie keine besonderen Schwierigkeiten bei der Bearbeitung verursachen, stehen sie vorzugsweise in Ackernutzung, wobei sie im Durchschnitt gute Erträge bringen.

Im Westteil des Blattgebietes haben sich aus Geschiebelehm des Pleistozäns und im Ostteil aus geringmächtigem Lößlehm über Tonmergelstein des Mittleren und Oberen Keupers kleinflächig Pseudogley entwickelt. Sie bestehen im allgemeinen aus schluffig-tonigem Lehm, der dicht gelagert ist und demzufolge das Niederschlagswasser staut. In Abhängigkeit von den Niederschlägen wechseln Vernässung und Austrocknung, wodurch das stark fleckige (marmorierte!) Bild des Bodens geprägt wird. Mangelnde Durchlässigkeit, geringe nutzbare Wasserkapazität und fehlende Durchlüftung sind die wichtigsten Eigenschaften dieser staunassen Böden. Sie werden trotzdem landwirtschaftlich, insbesondere als Grünland, genutzt.

Die Podsole und mit ihnen vergesellschaftet, bei Grundwasserständen von 1,3 – 2 m unter Flur die Gley-Podsole und podsolierten Gley-Braunerden, stellen die charakteristischen Bodenbildungen auf den nährstoffarmen Niederterrassen- und Flugsanden des Pleistozäns am südwestlichen Rand des Blattgebietes sowie im Bereich der Werreniederung im Südwesten der Stadt Detmold dar. Es sind nur kleine Flächen, gewissermaßen Ausläufer der nach Westen zu – außerhalb des Blattgebietes – sich anschließenden weiten Niederterrassenebene von Ems und Lippe, der Westfälischen Bucht. Die Bodenart ist Fein- bis Mittelsand, in der stellenweise schluffig-sandige Bänder eingeschaltet sind. Den tieferen Unterboden nehmen Sande und Kiese ein, die im Bereich des umgelagerten Schwemmkegels am Knochenbach südwestlich Detmold einen hohen Anteil kantengerundeter Osning-Sandsteine führen.

Große Luft- und Wasserdurchlässigkeit und geringe nutzbare Wasserkapazität bei steter Bearbeitbarkeit kennzeichnen diese leichten Böden. Stellenweise sind sie mit einem tiefreichend humosen Oberboden ausgestattet, der auf jahrhundertelange Plaggendüngung zurückzuführen ist, wodurch der Standortwert wesentlich erhöht worden ist. Sie sind typologisch zu Plaggeneschen geworden. Die Podsole und ihre Subtypen sind örtlich gegebene Ackerstandorte.

In den zahlreichen, zum Teil schmalen und tief eingeschnittenen Tälern und Tälchen des Blattgebietes haben sich tiefgründige Gleye und ihre Übergangsbildungen zu terrestrischen Böden, vor allem zur Braunerde, entwickelt. Sie bestehen aus schluffigem Lehm, meist umgelagerter Lößlehm, mit unterschiedlichem Gehalt an wenig abgerollten Steinen, dem umgelagerten gröberen Verwitterungsmaterial der in der Nachbarschaft anstehenden Ton-, Sand-, Mergel- und Kalksteine. Sedimentation und Umlagerung haben vorwiegend zu Beginn des Holozäns, zum Teil erst in geschichtlicher Zeit als Folge der Rodungsperioden stattgefunden.

Das Grundwasser, stellenweise als Hangwasser zu bezeichnen, bewegt sich im Mittel zwischen 0,4 – 0,8 m unter Flur, stellenweise zwischen 0,8 – 1,3 m. Landwirtschaftliche Nutzung, insbesondere als Grünland, herrscht vor. So durchziehen diese Täler wie grüne Fäden das Blattgebiet und sind ein wesentlicher Faktor in der Gestaltung der intensiv landwirtschaftlich genutzten Landschaft.

10. Aufschlüsse und Bohrungen

Im Bohrchiv des Geologischen Landesamtes Nordrhein-Westfalen sind gegenwärtig die Schichtenverzeichnisse von 226 Bohrungen aus dem Blattgebiet vorhanden. Davon haben 154 Bohrungen Endteufen von 2 – 50 m, 46 Bohrungen erreichten Endteufen von 50 – 100 m. Weitere 24 Bohrungen wurden in Teufen bis 250 m niedergebracht. Eine Bohrung erreichte 553 m, und die tiefste Bohrung des Blattes, Bohrung Detmold 2, hatte eine Endteufe von 1150 m. Während der Kartierung wurden außerdem 366 Sondier- und Handbohrungen von 2 – 8 m Tiefe niedergebracht, deren Schichtenverzeichnisse im Flachbohrarchiv des Geologischen Landesamtes Nordrhein-Westfalen aufbewahrt werden.

Nachstehend sind einige Schichtenverzeichnisse von Aufschlüssen und Bohrungen in teilweise gekürzter Form aufgeführt, um einen Einblick in die Abfolge und Ausbildung der Schichten zu geben, zumal einige der Schichten an der Tagesoberfläche nicht anstehen.

Die Nummern der Bohrungen stimmen mit denen der Bohrpunkte auf der geologischen Karte überein.

10.1. Aufschlüsse

Aufschluß 1

Wegböschung am westlichen Büchenberg, hinter dem Elektrizitätswerk Wesertal

Lage: R 90720, H 54000

Bearbeiter: EICKELBERG (1981: 123), J. FARRENSCHON

Aufgeschlossen ist die Kernzone der Osning-Achse (Röt/Unterer Muschelkalk)

0,30 m	Kalksteinbank, mittelgrau, mit feinem Schill	Konglomerat-horizont	Unterer Wellenkalk
0,21 m	Kalkstein, mittelgrau, plattig, unebenflächig	“	“
0,12 m	Kalkstein, mittelgrau, schwach bräunlich, plattig	“	“
0,44 m	Kalkstein, mittelgrau, plattig, wellig	“	“
0,27 m	Kalkstein, mittelgrau, plattig, mit Rippelmarken	“	“

1,40 m	Kalkstein, mittelgrau, plattig bis dünnbankig, unebenflächig, mit zentimetermächtigen Schillagen, mit Rhizocorallien	Konglomerathorizont	Unterer Wellenkalk
0,26 m	Kalksteinbank, mittelgrau, mit einzelnen Muschelschalen, feinem Schill, rostroten organischen Resten und kleinen grauen Geröllen; erosive Unterseite (Konglomeratlage)	“	“
0,22 m	Kalkstein, hell- bis mittelgrau, plattig	“	“
0,05 m	Kalksteinbank, mittelgrau, mit feinem Schill und rostroten organischen Resten	“	“
0,47 m	Kalkstein, mittelgrau, plattig, vereinzelt feiner Schill	“	“
0,04 m	Kalkstein, hellgrau, plattig, schwach wellig, mit Schill und organischen Resten	“	“
0,04 m	Kalkstein, mittelgrau, plattig, unebenflächig	“	“
0,02 m	Mergel, mittelgrau, leicht grünstichig, blättrig; mit Rhizocorallien	“	“
0,06 m	Kalkstein, dünnbankig, hellgrau, wenig feiner Schill, mit rostroten organischen Resten	“	“
0,27 m	Kalkstein, hell- bis mittelgrau, plattig, unebenflächig, stark flaserig, mit mergeligen Zwischenlagen; Rhizocorallien	“	“
0,40 m	Kalkstein, mittelgrau, dünnbankig und plattig, teilweise schaumig-porös, mit dünnen mergeligen Zwischenlagen, grober Schill, mit rostroten organischen Resten, mit Schrägschichtungsstrukturen, plattigen Kalkgeröllen, oolithisch bis konglomeratisch ausgebildet (Konglomeratlage)	“	“
0,07 m	Kalkstein und Kalkmergelstein, grünlich-grau, stark flaserig, wellig, vereinzelt mit feinem Schill	“	“
0,20 m	Kalksteinbank, mittelgrau, mit viel grobem Schill; erosive Unterseite (Konglomeratlage)	“	“
0,20 m	Kalkstein und Kalkmergelstein, mittelgrau, dünnplattig, unebenflächig; mit <i>Rhizocorallium commune</i>	“	“
0,03 m	Kalkstein, mittelgrau, plattig, feinkonglomeratisch, zum Teil schaumig-porös, viel feiner Schill, mit rostroten organischen Resten (Konglomeratlage)	“	“
0,17 m	Kalkmergelstein, hell- bis mittelgrau, dünnplattig, teilweise wellig	“	“
0,07 m	Kalksteinbank, grau, bräunlich verwitternd („Basisbank“)	“	“

0,05 m	Gelbkalk-Bank, dolomitisch, gelborange	Grenzgelbkalk-Folge	Oberer Buntsandstein
ca. 0,16 m	Mergelkalkstein, dolomitisch, zum Teil mit Calcitadern, gelb bis gelbrötlich, feinschichtig	"	"
ø 0,05 m	Kalkmergelstein, grünlichgrau, mit tonigen Lagen	"	"

Aufschluß 2

Kalksteinbruch am Gretberg bei Bentrup (Abb. 13; Abbaubetrieb: H. Schiewe)

Lage: R 92 630, H 61 290

Bearbeiter: KLEINSORGE (1935), EL-NOSHOKATY (1972), STAMPA (1973: 98), NOLTE (1981: 110), J. FARRENSCHON

Aufgeschlossen ist der gesamte Trochitenkalk bis zu den tieferen Schichten der Jüngeren Ceratiten-Schichten (Mittlerer/Oberer Muschelkalk)



Abb. 13 Kalksteinbruch am Gretberg bei Bentrup (R 92 630, H 61 290)

0,15 m	Kalkstein, plattig, grau, mit <i>Coenothyris</i> -Schalenresten, Tonschlieren	Jüngere Ceratiten- Schichten	
2,00 m	Kalkstein, plattig, mittelgrau, mit <i>Coenothyris</i> -Schillagen, Schrägschichtungsstrukturen, in Wechsellagerung mit Mergelsteinhorizonten	"	"
0,20 m	Kalksteinbank, mittelgrau, mit wenig <i>Coenothyris</i> -Schill, im liegenden Teil Schrägschichtungsstrukturen	"	"
0,40 m	Kalkstein, dicht, plattig, grau, in Wechsellagerung mit mergeligen Zwischenschichten	"	"
0,10 m	Kalksteinbank, mittelgrau, mit <i>Coenothyris</i> -Schill	"	"
0,95 m	Kalkstein, dicht, plattig, mittelgrau, in Wechsellagerung mit Mergelsteinlagen, im hangenden Teil grünlichgrauer Tonmergelstein	"	"
0,15 m	Kalksteinbank, hellgrau, mit viel Schill und <i>Coenothyris</i> -Schalen, im liegenden Teil dunkelgrauer Kalkstein	"	"
0,90 m	Kalkstein, dicht, plattig, mittelgrau, mit mergeligen Zwischenlagen	"	"
0,10 m	Kalksteinbank, grau, hart, viel <i>Coenothyris</i> -Schill	"	"
0,75 m	Kalkstein, dicht, plattig, grau, in Wechsellagerung mit mergeligen Zwischenlagen, im hangenden Teil grünlichgrauer Tonmergelstein	"	"
0,20 m	Kalksteinbank, mittelgrau, hart, mit <i>Coenothyris</i> -Schillagen	"	"
0,45 m	Kalkstein, dicht, plattig, mittelgrau, wenig Schill führend, in Wechsellagerung mit mergeligen Zwischenschichten	"	"
0,25 m	Kalksteinbank, hart, oolithisch, viele Trochiten, wenig Schill führend	Oberer Trochitenkalk	"
2,20 m	Kalkstein, massig, hart, mittelgrau, mit dünnen mergeligen Zwischenfugen, viel grober Schill mit <i>Coenothyris</i> -Schalenresten, wenige Trochiten	"	"
0,80 m	Kalkstein, dicht, mittel- bis dunkelgrau, mit stark Schill führenden Horizonten (<i>Coenothyris vulgaris</i>), in Wechsellagerung mit Mergelsteinlagen	Ältere Ceratiten- Schichten	"
0,20 m	Kalksteinbank, grau, mit <i>Coenothyris</i> -Schill	"	"
1,80 m	Kalkstein, dicht, plattig, mittel- bis dunkelgrau, in Wechsellagerung mit Mergelsteinlagen	"	"
0,20 m	Kalksteinbank, grau, stark Trochiten führend	"	"

1,00 m	Kalkstein, dicht, plattig, mittel- bis dunkelgrau, in Wechsellagerung mit Mergelsteinlagen	Ältere Ceratiten-Schichten	Ceratiten-Schichten
0,10 m	Kalksteinbank, mittelgrau	"	"
3,20 m	Kalkstein, dicht, plattig, mittel- bis dunkelgrau, mit mergeligen Zwischenlagen	"	"
0,20 m	Kalksteinbank, mittelgrau	"	"
0,75 m	Kalkstein, dicht, plattig, mittel- bis dunkelgrau, mit Mergelsteinlagen	"	"
0,25 m	Kalksteinbank, hart, mittelgrau	"	"
1,60 m	Kalkstein, dicht, plattig bis dünnbankig, im oberen Teil stark mergelig	"	"
0,20 m	Kalksteinbank, grau	"	"
1,40 m	Kalkstein, dicht, plattig bis dünnbankig, mittelgrau, in Wechsellagerung mit Mergelstein-Horizonten	"	"
0,70 m	Kalkstein, massig, brekziös, starke Trochitenführung, deutlich bituminös („Grenz-Splitterkalkbank“)	Haupt-trochitenkalk	Trochitenkalk
1,65 m	Kalkstein, massig, mittel- bis dunkelgrau, einzelne Schill- sowie Mergelsteinlagen	"	"
1,65 m	Kalkstein, massig, dunkelgrau bis schwarzblau, deutlich oolithisch ausgebildet, z.T. mit Schillagen und Mergelsteinhorizonten, einzelne Trochiten	"	"
1,00 m	Kalkstein, bankig, starke Trochitenführung, mit ca. 20 cm mächtigen Mergelsteinlagen	"	"
1,70 m	Kalkstein, massig, teilweise schwarzblau, Trochiten führend, wenig oolithisch, mit mergeligen Zwischenlagen	"	"
1,40 m	Kalkstein, massig, grau, oolithische Ausbildung, mit dünnen Mergellagen, wenige Trochiten	"	"
0,70 m	Kalkstein, massig, dunkelgrau, schwach Trochiten führend	"	"
1,10 m	Kalkstein, dünnbankig, mittelgrau, Trochiten führend, in Wechsellagerung mit Mergelsteinlagen	"	"
0,30 m	Kalksteinbank, mittelgrau, mit Calcitadern	"	"
0,50 m	Kalkmergelstein, hellgrau bis grau, in Wechsellagerung mit plattigen bis dünnbankigen Kalksteinen, grau, Trochiten führend	"	"
0,75 m	Kalkstein, dunkelgrau, mit Calcitadern durchsetzt, starke Trochitenführung	"	"

1,00 m	Kalkstein, massig, mittelgrau, mit gelblichen Schlieren, Trochiten führend, einzelne Tonmergel-linsen	Haupt-trochitenkalk	Trochiten-kalk
0,60 m	Kalksteinbank, hellgrau, teilweise konglo-meratisch	"	"
0,40 m	Kalkstein, dolomitisch, hellgelb, mit Calcit-ausscheidungen	Gelbe Basis-schichten	"
0,50 m	Kalkstein, dünnbankig, hart, dunkelgrau, Trochiten führend, mit dünnen gelbbraunen Mergelsteinzwischenlagen	"	"
2,00 m	Kalkstein, dickbankig, hart, mittel- bis dunkelgrau, von gelben Schlieren durchsetzt, mit wenigen zentimetermächtigen, plattigen, gelbbraunen Mergelsteinlagen	"	"
> 0,80 m	Kalkstein, dolomitisch, ockerfarben und gelb-bräunlich, mürbe, mit Calcitadern, dünne grau-grüne Tonmergelsteinzwischenlagen		Mittlerer Muschelkalk

10.2. Bohrungen

Bohrung 1

Name: Oettern
 Lage: östlich von Oettern
 R 92 420, H 59 220
 ca. + 157 m NN
 Auftraggeber: Stadtwerke Detmold GmbH
 Zweck: Grundwassererschließung
 Bearbeiter: G. MICHEL, W. KNAUFF (Mikropaläontologie)
 Bohrverfahren: Lufthebebohrung
 Bohrzeit: 1972

- 9,0 m	Ton und Schluff, mittelgrau, mit Geschieben	Grundmoräne
- 19,0 m	Sand bis Feinkies, tonig, mittelgrau, karbonatisch	"
- 25,0 m	Ton, wenig Feinkies, mit Geschieben	"
- 66,0 m	Mergelstein, dunkelgrau	Sinemur
- 95,0 m	Mergelstein, dunkelgrau und hellgrau	Hettang
- 111,0 m	Tonmergelstein bis Tonstein, dunkelgrau bis schwarzgrau	"

- 118,0 m	Ton- bis Schluffstein, auch Sandstein, schwarzgrau und dunkelgrau	Oberer Keuper
- 126,0 m	Quarzit und Tonstein, hellgrau	"
- 136,0 m	Tonstein, steinmergelartig, grau	Steinmergelkeuper
- 143,0 m	Ton- bis Schluffstein, dunkelgrau	"
- 151,0 m	Tonstein, steinmergelartig, hellgrau	"
- 157,0 m	Tonstein, graugrün und rotbraun	"
- 181,0 m	Steinmergel, graugrün	"

Bohrung 2

Name: Kreuzstraße (Fa. Mölde)
Lage: Industriegebiet Jerxen-Orbke
R 89 990, H 57 580
+ 133 m NN

Auftraggeber: Fa. Gustav Möller, Detmold

Zweck: Grundwassererschließung

Bearbeiter: J. FARRENSCHON

Bohrverfahren: Lufthebebohrung

Bohrzeit: 1980

- 0,5 m	Mutterboden		
- 1,9 m	Schluffstein und Tonstein, grau		Schilfsandstein
- 7,0 m	Tonstein, braunrot und grau	Obere Bunte Mergel	Gipskeuper
- 23,0 m	Tonstein und Mergel, grau und braunrot	"	"
- 41,0 m	Tonstein und Mergel, grau	Obere Graue Mergel	"
- 50,0 m	Tonstein, dunkelgrau, mit Mergel, braunrot und grau	Mittlere Bunte Mergel	"

Bohrung 3

Name: Mosebeck 1/76

Lage: Mosebeck
R 96 880, H 57 520
ca. + 151 m NN

Auftraggeber: Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen

Zweck:	Erkundung der Schichtenfolge	
Bearbeiter:	O. DEUTLOFF; J. INDANS, W. KNAUFF (Mikropaläontologie); H. GREBE (Mikropaläobotanik); H.-W. REHAGEN (Pollenanalyse; s. Kap. 3.7.1.)	
Bohrverfahren:	Schlauchkernbohrung	
Bohrzeit:	1976	
- 0,4 m	Mutterboden	
- 1,1 m	Schluff, tonig, schwach sandig, gelbbraun	Cromer-Komplex
- 5,0 m	Ton, schluffig, zäh, dunkelgraubraun	"
- 5,5 m	Torf	"
- 15,8 m	Ton, schluffig, zäh, dunkelgrau, stellenweise schwach karbonatisch, einzelne Sandsteingerölle	"
- 21,80 m	Ton, schluffig, blättrig bis feinschichtig, dunkelgrau	"
- 25,00 m	Ton, schluffig, zäh, dunkelgrau	"
- 26,10 m	Ton, schluffig, humos, feinschichtig, dunkelgrau, mit Schalenrümern	"
- 27,45 m	Ton, schluffig, dunkelgrau	"
- 27,80 m	Feinkies, schluffig, humos, mit Pflanzenhäcksel sowie Schalenrümern einer Mikrofauna des Unteren Lias (u.a. Foraminiferen und Ostracoden)	"
- 31,80 m	Ton, schluffig, zäh, dunkelgrau, stellenweise humos bis torfig	"
- 32,10 m	Torf, gut geschichtet, dunkelbraun	"
- 34,00 m	Ton und Schluff, dunkelgrau, mit Keuper-Material, feinkiesig	"
- 36,70 m	Schluff, tonig, dunkelgrau bis graubraun, stellenweise humos bis torfig, karbonatisch	"
- 41,50 m	Schluff, tonig, graubraun, stellenweise mit humosen Lagen und Pflanzenhäcksel (<i>Megasporen</i> , <i>Selaginella</i> sp. sp., ± rezent)	"
- 44,10 m	„Blättertton“, feinstgeschichtet, graubraun, mit organischem Detritus	"
- 47,25 m	Schluff, tonig, feingeschichtet, graubraun, stellenweise humos	"
- 47,80 m	„Blättertton“, feinstgeschichtet, graubraun	"
- 48,00 m	Ton, schluffig, sandig, graubraun, mit Keuper-Material	"
- 48,40 m	Fein- bis Grobsand, schluffig, gelbgrün, mit kiesigen Keuper-Bröckchen („Keuper-Kies“)	"

- 55,40 m	Schluff und Ton, mitunter humos, graubraun bis schwarzbraun, teilweise kiesig („Keuper-Kies“)		Cromer-Komplex
- 57,20 m	Fein- bis Mittelkies, schluffig-tonig, graugrün (aus Rhät-Sandstein)		“
- 60,60 m	Schluff, tonig, graubraun, mit 20 cm Torflage	Bavel-Warmzeit	“
- 62,60 m	Feinkies bis Feinsand, schluffig, graugrün (Keuper-Material)	“	“
- 66,00 m	Schluff bis Ton, graubraun	“	“
- 67,80 m	Schluff, humos, dunkelbraun	“	“
- 68,90 m	Feinkies und Schluff, graugrün, karbonatisch (Keuper-Material)	“	“
- 69,10 m	Torf und Schluff, humos, dunkelbraun	“	“
- 69,80 m	Ton, schluffig, dunkelgrau, mit Keuper-Material	“	“
- 77,00 m	Schluff, tonig, mittel- bis dunkelgrau, z.T. humos, mit Pflanzenhäcksel und einer Mikrofauna mit Lias-Elementen	“	“
- 77,60 m	Torf, feinstgeschichtet, dunkelbraun	“	“
- 83,90 m	Ton und Schluff, dunkelgrau, mit „Keuper-Kies“, graugrün	“	“
- 84,70 m	Feinkies bis Feinsand, graugrün (Keuper-Material)	“	“
- 87,80 m	Ton, z.T. feingeschichtet, mit Torffetzen, dunkelgrau	“	“
- 88,70 m	Feinsand bis Schluff, grau, teilweise mit Schalentrümmern und Keuper-Material	“	“
- 89,40 m	Ton bis Schluff, grau, mit Keuper-Material	“	“
- 92,85 m	Feinkies bis Grobsand, bunt, z.T. mit Schalendetritus, karbonatisch („Keuper-Kies“)	“	“
- 94,80 m	Schluff, feinsandig, grau, mit „Keuper-Kies“	“	“
- 95,80 m	Ton, schluffig, zäh, dunkelgrau, mit feinstem Schalendetritus		Menap-Kaltzeit
- 99,80 m	Feinkies bis Grobsand, grünschwartz und graubraun („Keuper-Kies“)		“

- 101,55 m	Schluff, tonig, graubraun, teilweise feingeschichtet, karbonatisch	Menap-Kaltzeit
- 105,35 m	Sand und Kies in tonigem Schluff („Keuper-Kies“); während des ? Pleistozäns umgelagerte Lias-Reste mit <i>Spirorbis</i> -Bruchstücken und idiomorphen Quarzkriställchen	“
- 110,25 m	Schluff, tonig, graubraun, mit Schalenentrümmern und Pflanzenhäcksel	“
- 123,00 m	Ton, schluffig, auch feinsandig, feingeschichtet, graubraun bis dunkelgrau	“
- 129,90 m	Tonmergel und Ton, schluffig, zäh, teilweise feingeschichtet, auch humos, dunkelgrau	Waal-B- und -C-Warmzeit
- 134,00 m	Schluff, tonig, graubraun, z.T. glaukonithaltig	“
- 137,50 m	Schluff, tonig, graubraun bis graugrün, glaukonithaltig	? Waal-A-Warmzeit
- 139,15 m	Schluff, feinsandig, hellgrau, mit Pflanzenhäcksel	“
- 140,10 m	eckiger Schutt von Ton- und Schluffstein, grau, in schluffiger Grundmasse (Verwitterungszone)	Oberer Keuper
- 140,15 m	Schluffstein, verkieselt, dunkelgrau	“
- 141,30 m	Ton- bis Schluffstein in schluffiger Grundmasse (Verwitterungszone)	“
- 141,80 m	Schluff- bis Tonstein, feingeschichtet, grau	“

Bohrung 4

Name: Detmold 5 (Köller)
Lage: nördlich von Niederschönhagen
R 98 100, H 57 350
ca. + 166 m NN

Auftraggeber: Wasserwirtschaftsamt Minden

Zweck: Grundwassererschließung

Bearbeiter: L. BECKER, G. MICHEL

Bohrverfahren: Lufthebebohrung

Bohrzeit: 1972

- 8,6 m	Quarzit, feingebändert, grau	Oberer Keuper
- 23,0 m	Tonstein, z.T. schluffig, feinbändrig, blättrig, schwarzgrau	“
- 24,8 m	Quarzit, hellgrau, mit Tonstein, dunkelgrau	“

- 26,0 m	Tonstein, z.T. schluffig, schwarzgrau	Steinmergelkeuper
- 54,5 m	Tonstein, graublau bis grüngrau	“
- 73,0 m	Tonstein, schluffig, grau und rotbraun, auch violettrot	“
- 79,1 m	Tonstein, schluffig, rotbraun und grau, vereinzelt Anhydrit	“
- 89,7 m	Tonstein, schluffig, grau, untergeordnet rotbraun	“
- 95,1 m	Tonstein, schluffig, grau, untergeordnet rotbraun, mit Anhydrit, auch Gips	“
- 108,5 m	Tonstein, schluffig, rot, mit Gips	Rote Wand
- 123,0 m	Tonstein und Ton, braunrot bis ziegelrot, mit Gips	“
- 129,0 m	Tonstein, schluffig, rotbraun, mit quarzitischem Sandstein, grau, auch Gips	Schilfsandstein

Bohrung 5

Name: Brunnen 7

Lage: nordwestlich des Flugplatzes Detmold
R 92 890, H 57 140
ca. + 160 m NN

Auftraggeber: Bauleitung der Luftwaffe, Detmold

Zweck: Grundwassererschließung

Bearbeiter: A. MESTWERDT

Bohrverfahren: Meißelbohrung

Bohrzeit: 1938/39

- 2,2 m	Löß und Mergeltonstein, braun	Weichsel-Kaltzeit
- 4,0 m	Steinsohle (? Kies)	“
- 6,0 m	Mergeltonstein, sandig, mit Geschieben (Geschiebemergel)	Saale-Kaltzeit
- 155,0 m	Gipskeuper und Schilfsandstein	Mittlerer Keuper
- 204,0 m	Tonmergel- und Mergelstein mit Sandstein	Unterer Keuper
- 260,0 m	Kalkstein, grau	Oberer Muschelkalk
- 270,0 m	Trochitenkalk	“
- 415,0 m	Dolomitstein, absandend, graugelb, und Kalkstein, grau	Mittlerer Muschelkalk und Unterer Muschelkalk

- 502,0 m	Dolomitstein, absandend, rot	Oberer Buntsandstein
- 535,0 m	Tonstein, grau und rot, mit Anhydrit und Gips auf Klüften	"
- 536,0 m	Tonstein, grau und rot, mit Steinsalzlagen	"
- 537,5 m	Tonstein, brekziös, grau	"
- 538,5 m	Tonstein, grau, mit Anhydrit	"
- 541,0 m	Tonstein, grau und rot, mit rotem Steinsalz	"
- 544,2 m	Tonstein, rot und grau, mit Anhydritlagen	"
- 552,7 m	Steinsalz, grau	"

Ein etwas anderes Schichtenverzeichnis dieser Bohrung hat SCHNEIDER (1964: 24) veröffentlicht:

- 3,0 m	Holozän (Verwitterungslehm)
- 22,0 m	Schilfsandstein
- 35,0 m	? Gipskeuper (Steinmergel und bunter Mergelstein)
- 128,8 m	Unterer Keuper (sandiger Mergeltonstein)
- 141,0 m	Hauptlettenkohlsandstein
- 183,0 m	Unterer Keuper (sandiger Mergeltonstein)
- 275,2 m	Oberer Muschelkalk (Kalkstein mit Tonmergelstein)
- 290,5 m	Trochitenkalk
- 315,6 m	Mittlerer Muschelkalk
- 417,7 m	Unterer Muschelkalk (Wellenkalk)
- 550,0 m	Oberer Buntsandstein (grauer, roter und grüner Mergeltonstein mit Anhydritbänken, ab 520 m Teufe mit Steinsalz durchsetzt)

Eine dritte Version zu dieser Bohrung stammt wiederum von A. MESTWERDT, der 1941 in einem Gutachten von einer möglichen tektonischen Störung zwischen Oberem Buntsandstein und Mittlerem Muschelkalk unter Ausfall des gesamten Unteren Muschelkalks spricht. Die Bohrung war damals angesetzt worden, um im Unteren Muschelkalk an ein Grundwasserreservoir zu gelangen. Der Grundwasserleiter wurde jedoch nicht angetroffen (vgl. Kap. 7.1.). Wäre die obige Annahme richtig, so müßte man für den Mittleren Muschelkalk von einer Mächtigkeit von 145 m (!) ausgehen (270 – 415 m).

Bohrung 6

Name:	Brunnen 5
Lage:	nordöstlich von Vahlhausen R 96 600, H 56 920 ca. + 162 m NN

Auftraggeber: Stadtwerke Detmold GmbH
 Zweck: Grundwassererschließung
 Bearbeiter: L. BECKER, G. MICHEL; M. KAEVER (Mikropaläontologie)
 Bohrverfahren: Lufthebebohrung
 Bohrzeit: 1973

- 4,2 m	Aufschüttung	
- 10,3 m	Ton, mittelgrau	Grundmoräne
- 24,0 m	Ton und Tonstein, hellgrau bis schwarzgrau	Sinemur
- 30,5 m	Tonstein, hellbraun-grau	"
- 49,5 m	Tonmergelstein bis Mergelstein, grau bis schwarz	"
- 81,0 m	Tonmergelstein, grau bis schwarz, mit Schluffstein und Feinsandsteinlagen, grau	Hettang
- 90,0 m	Tonstein, grau bis schwarz	"
- 107,0 m	Tonstein, dunkelgrau, mit kieseligen Bänken	"
- 117,0 m	Tonstein, grau, mit Schluff- bis Feinsandstein, quarzitisches	Oberer Keuper
- 122,0 m	Quarzit, hellgrau, mit wenig Tonstein	"
- 128,0 m	Tonstein, dunkelgrau, mit Quarzit	"

Bohrung 7

Name: Detmold 2 (Tiefbohrung Detmold)
 Lage: am Neuen Krug in Detmold
 R 91 300, H 54 930
 + 140,3 m NN

Auftraggeber: Kurbad Detmold-Gesellschaft
 Zweck: Erschließung eines Thermalsprudels
 Bearbeiter: H. STILLE (1927, 1930), H. SCHMIDT (Paläontologie)
 Bohrverfahren: (bis 292 m Meißelbohrung, bis 591 m Kernbohrung, bis 715 m Meißelbohrung, bis Endteufe Kernbohrung)
 Bohrzeit: 1924 – 1927

- 1,5 m	Aufschüttung	
- 3,0 m	Ton, sandig, dunkelgrau, mit nordischen Geschieben	Saale-Kaltzeit
- 5,0 m	Plänerkies	Holstein-Warmzeit
- 12,2 m	Ton, sandig, mit Steinen, gelb	(? alter Hangschutt)

- 292,0 m	Kalkstein, grau; bei 40,5 m und 105 m gelblicher Mergelstein mit zelliger Struktur (Mittlerer Muschelkalk)	Muschelkalk
- 352,0 m	Röt	Oberer Buntsandstein
- 466,0 m	Sandstein	Mittlerer Buntsandstein
.....	Osning-Überschiebung	
- 480,0 m	Mergeltonstein, sandig, rot, mit Gips und Salz	Oberer Buntsandstein
- 591,0 m	Buntsandstein, klüftig	Mittlerer Buntsandstein
- 715,0 m	Buntsandstein	Mittlerer u. Unterer Buntsandstein
- 850,0 m	Mergeltonstein, sandig, rot, mit Kalksandsteinbänken	Unterer Buntsandstein
- 854,0 m	Dolomitstein, grau bis braunrötlich, mit Anhydrit und Gips (Äquivalent des Plattendolomits)	Oberer Zechstein
- 857,0 m	Anhydrit mit Mergeltonstein, rötlich und schwarzgrau (Untere Letten des Oberen Zechsteins)	"
- 1022,0 m	Dolomitstein, weißgrau, mit unterschiedlichen Anhydritanteilen, auch Gips	Mittlerer Zechstein
- 1056,0 m	Kalkstein, dunkelgrau	Unterer Zechstein
- 1058,0 m	Mergelstein, bituminös, schwarz (Äquivalent des Kupferschiefers)	"
- 1066,0 m	Sandstein, rot und rotgrau	? Oberrotliegendes
-----	Transgressions-Diskordanz -----	
- 1073,0 m	Ton- bis Schluffstein, z.T. mit Sandfasern, zum Hangenden in Sandstein übergehend	Westfal A
- 1075,0 m	Kohlenflöz	"
- 1091,0 m	Ton- bis Schluffstein, schwarz, mit Übergängen in Grauwackensandstein, wechselndes Einfallen	"
- 1142,0 m	Sandstein, hellgrau und grau, Einfallen 65°	"
- 1143,93 m	Ton- bis Schluffstein, mit vielen Pflanzenresten, vorwiegend Calamiten sowie ein <i>Sphenophyllum</i>	"
- 1146,78 m	Kohlenflöz	"
- 1148,0 m	wie bis 1143,93 m	"
- 1150,0 m	Ton- bis Schluffstein, sandig, spärliche Pflanzenreste	"

Bohrung 8

Name: Detmold 1 (Vorbohrung zur Tiefbohrung Detmold 2, s. Brg. 7)
Lage: Hiddesen-Dehlenkamp
R 90 540, H 54 160
ca. + 147 m NN
Auftraggeber: Kurbad Detmold-Gesellschaft
Zweck: Erkundung der Schichtenfolge
Bearbeiter: H. STILLE (1927)
Bohrverfahren: bis 28 m Meißelbohrung, bis Endteufe Kernbohrung
Bohrzeit: 1924

- 5,2 m	Geschiebemergel	Saale-Kaltzeit
- 7,8 m	Plänerkies	Holstein-Warmzeit
- 161,0 m	Mergeltonstein, rot, mit Gipsschnüren	Oberer Buntsandstein
.....	Osning-Überschiebung	
- 282,0 m	Ceratiten-Schichten	Oberer Muschelkalk

Bohrung 9

Name: CB 16/81
Lage: Hermannsweg, südöstlich Hiddesen
R 90 060, H 53 520
+ 214 m NN
Auftraggeber: Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen
Zweck: Erkundung der Schichtenfolge
Bearbeiter: J. FARRENSCHON, W. KNAUFF (Mikropaläontologie)
Bohrverfahren: Rotary-Spülbohrung
Bohrzeit: 1981

- 1,0 m	Schluff, tonig, sandig, gelbbraun	Löß
- 3,5 m	Ton, grau, und Sand, braun	Fließerde
- 8,5 m	Mergelstein, dunkelgrau	Oberes Hettang
- 14,5 m	Mergelstein, grau	Unteres Hettang
- 20,0 m	Tonmergelstein, rötlichgrau und grau	"
- 24,0 m	Tonstein bis Tonmergelstein, dunkelgrau	"
- 28,5 m	Tonstein bis Tonmergelstein, dunkelgrau bis grau	Oberer Keuper
.....	Störung	
- 31,0 m	Tonmergelstein, grau bis hellgrau	Steinmergelkeuper

Bohrung 10

Name: Remmighausen I - Görder
Lage: östlich Bahnhof Remmighausen
R 93 930, H 53 110
ca. + 160 m NN
Auftraggeber: Stadtwerke Detmold GmbH
Zweck: Grundwassererschließung
Bearbeiter: J. FARRENSCHON
Bohrverfahren: Rotary-Lufthebebohrung
Bohrzeit: 1981

- 5,8 m	Schluff, braun	Fließerde
- 12,5 m	Tonmergel und Tonstein, grau und braunrot, auch Feinsandstein, grau	Untere Lettenkohlen- Schichten
- 18,0 m	Tonstein und Mergel, grau und braunrot	"
- 22,0 m	Tonmergel und Tonstein, braunrot, mit Feinsandstein	"
- 23,0 m	Sandstein, grau, mit Glimmerschuppen, auch Ton- stein und Tonmergel, grau und braunrot	"
- 27,6 m	Tonmergel und Tonstein, mit Feinsandstein, grau	"
- 32,4 m	Schluff- bis Feinsandstein, grau und braunrot, auch Mergel	"
- 37,2 m	Tonmergelstein und Tonstein, grau und braunrot	"
- 38,2 m	Feinsandstein, mit Glimmerschuppen, grau	"
- 39,0 m	Tonstein und Tonmergel, dunkelgrau	"
- 44,0 m	Tonstein und Tonmergel, dunkelgrau, mit Kalkstein, grau	Ceratiten-Schichten
- 50,0 m	Mergel mit Tonstein und Kalkstein, grau	"
- 61,2 m	Tonmergelstein und Mergel mit Kalkstein, grau	"
- 68,2 m	Kalkstein, grau, mit Trochiten (Oberer Trochitenkalk)	"
- 75,2 m	Kalkstein, grau, mit Kalkmergel und Tonmergel- steinen	"
- 78,0 m	Kalkstein, grau	"
- 80,0 m	Tonstein, grau	"
- 90,5 m	Kalkstein, grau, mit Trochiten	Trochitenkalk
- 99,6 m	Mergel und Tonmergelstein, grau	Mittlerer Muschelkalk
- 101,5 m	Tonstein und Tonmergel, dunkelgrau	"
- 103,5 m	Tonmergelstein und Mergel, grau	"
- 105,5 m	Tonmergelstein und Mergel, grau, mit Gips	"

- 107,5 m	Gips, mittelgrau	Mittlerer Muschelkalk
- 113,5 m	Tonmergelstein und Mergel, grau, mit Gips	“

Bohrung 11

Name:	Brunnen 5
Lage:	Heidental (Jungferngrund) R 88 660, H 52 200 ca. + 243 m NN
Auftraggeber:	Stadtwerke Detmold GmbH
Zweck:	Grundwassererschließung
Bearbeiter:	J. FARRENSCHON
Bohrverfahren:	Lufthebebohrung
Bohrzeit:	1982

- 1,5 m	Schluff und Sand, braun, mit Kalkstein, weißlichgrau	Flugsand und Fließerde
- 3,3 m	Sand, hellbraun, mit Kalkstein	“
- 32,0 m	Kalkstein, weißlichgrau, scharfkantig, muscheliger Bruch, mit dunkelgrauen Schlieren	Cenoman-Kalk
- 41,0 m	Kalkstein, grau, auch dunkelgrau, weniger hart, mit dunkelgrauen Schlieren	“
- 98,0 m	Kalkstein, mittel- bis dunkelgrau, auch mergelig, dunkelgraue Schlieren bis ca. 50 m	Cenoman-Pläner
- 215,5 m	Kalkstein bis Kalkmergelstein, grau bis dunkelgrau, mit Kalkmergel	Cenoman-Mergel
- 303,0 m	Schluffstein bis Feinsandstein, grau bis dunkelgrau, mit Tonmergelstein, verkieselt	Flammenmergel
- 306,5 m	Tonmergel, grau und grüngrau, deutlich grünstichig	Grünsand
- 342,0 m	Feinsandstein, weißlichgrau und rostbraun	Osning-Sandstein
.....	Störung
- 347,8 m	Tonmergel- bis Mergelstein, braunrot	Unterer Keuper

Bohrung 12

Name:	KB Detmold 81
Lage:	südöstlich Hornoldendorf R 94 410, H 51 820 + 208 m NN

Auftraggeber: Geologisches Landesamt Nordrhein-Westfalen
 Zweck: Erkundung der Schichtenfolge
 Bearbeiter: J. FARRENSCHON, A. SCHERP (Petrographische Untersuchungen)
 Bohrverfahren: Kernbohrung
 Bohrzeit: 1981

- 1,6 m	Tonmergel bis Kalkmergel, graubraun bis grau, mit Kalkstein (Verwitterungszone)	Ältere Ceratiten-Schichten	Ceratiten-Schichten
- 7,6 m	Kalkstein und Tonmergel bis Kalkmergel, grau und braungrau	"	"
- 9,7 m	Kalkstein, grau, z.T. mit Muschelschill	"	"
- 13,1 m	Kalkstein, grau, schaumig-porös, starke Trochitenführung	Haupttrochitenkalk	Trochitenkalk
- 15,0 m	Kalkstein, graubraun, schaumig-porös, dolomitisch, mit Calcitadern	"	"
- 15,6 m	Kalkstein, gelbbraun, dolomitisch, sandig, stark angewittert (zellig), mit Calcitadern	"	"
- 19,1 m	Kalkstein, grau bis graubraun, porös und klüftig, z.T. mit Calcitadern, einzelne Trochiten	"	"
- 19,9 m	Kalkstein, grau bis gelbbraun, mit Calcitadern und einzelnen Trochiten	"	"
- 21,8 m	Kalkstein, grau, teilweise klüftig, mit Calcitadern und Trochiten	"	"
- 24,1 m	Kalkstein und Mergelstein, graubraun, gelbbraun angewittert, z.T. dolomitisch, auch Mn-fleckig, einzelne Trochiten	Gelbe Basis-schichten	"
- 24,9 m	Kalkstein, graubraun bis gelbbraun, dolomitisch, z.T. zellig aufgelöst, mit Calcitadern	"	"
- 28,2 m	Tonmergel- bis Kalkmergelstein, graubraun und gelbbraun, dolomitisch, z.T. feingeschichtet	Obere Mergel-Dolomit-Folge	Mittlerer Muschelkalk
- 41,7 m	Mergelstein, grau, gelbbraun angewittert, dolomitisch, z.T. feingeschichtet, mit Calcitadern	"	"

- 47,5 m	Mergelstein, grau, gelbbraun angewittert, dolomitisch, zellig- knauerig („Zellenkalk“)	Obere Mergel- Dolomit- Folge	Mittlerer Muschelkalk
- 51,4 m	Tonmergel bis Mergel, dunkelgrau	“	“
- 89,6 m	Tonstein bis Tonmergelstein, grau bis dunkelgrau, stellenweise rötlichbraune Lagen, mit Gips- bändern, brekziöse Textur, teilweise dolomitisch	Gips-Tonstein- Folge	“
- 90,6 m	Mergel bis Mergelstein, grau bis schwarzgrau	Untere Mergel- Dolomit-Folge	“
- 93,1 m	Tonmergelstein bis Mergelstein, grau, z.T. plattig abspaltend	“	“
- 95,7 m	Tonmergelstein bis Tonstein, grau bis dunkelgrau, dolomitisch	“	“
- 97,9 m	Mergelstein, grau, ooidisch, dolomitisch	“	“
- 100,0 m	Mergelkalkstein, grau, plattig abspaltend, dolomitführend, teilweise mit Kalkgeröllen	<i>orbicularis</i> - Schichten	Unterer Muschelkalk

11. Verzeichnis der Schriften und Karten

Schriften

- ADRIAN, W., & BÜCHNER, M. (1979): Eiszeitliche Geschiebe und andere Gesteine als Rohstoffe für paläolithische Artefakte im östlichen Westfalen, Tl. 1, Quarzite und Sandsteine. – Ber. naturwiss. Ver. Bielefeld, **24**: 5 – 76, 57 Abb.; Bielefeld.
- Arbeitskreis Grundwasserneubildung der Fachsektion Hydrogeologie der Deutschen Geologischen Gesellschaft (1977): Methoden zur Bestimmung der Grundwasserneubildungsrate. – Geol. Jb., **C19**: 3 – 98, 30 Abb., 9 Tab.; Hannover.
- ARNOLD, H. (1977), mit Beitr. von HOYER, P., & VÖGLER, H.: Erläuterungen zu Blatt C 4314 Gütersloh. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1: 100 000, Erl., **C 4314** Gütersloh: 156 S., 31 Abb., 10 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- ARNOLD, H., & BODE, H., & WORTMANN, H. (1960), mit Beitr. von KARRENBERG, H., & TEICHMÜLLER, R.: Erläuterungen zu Blatt C 4310 Münster. A. Geologische Karte, B. Bodenkarte, C. Hydrogeologische Karte. – Übersichtskt. Nordrh.-Westf. 1: 100 000, Erl., **C 4310** Münster: 324 S., 29 Abb., 10 Tab., 4 Taf.; Krefeld.
- BECKER, L. (1973): Zur Geologie des Gebietes zwischen Diestelbruch und Dalborn, östlich Detmold (Meinberger Graben). – Dipl.-Arb. Univ. Münster: 152 S., 3 Abb., 4 Anl.; Münster. – [Unveröff.]
- (1975): Das Vahlhäuser Senkungsfeld, eine mittelpleistozäne Subrosionssenke im Meinberger Graben (östlich Detmold). – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **150**: 373 – 388, 3 Abb.; Stuttgart.
- (1976): Der Steinmergelkeuper als Grundwasserleiter in Ostwestfalen. – Diss. Univ. Münster: 119 S., 22 Abb., 16 Tab., 1 Taf.; Münster. – [Unveröff.]
- BECKER, L., & KAEVER, M. (1982): Das Kreideprofil der Bohrung Heidental 4/79n in der Kernzone des Osnings, südwestlich Detmold. – Münstersche Forsch. Geol. Paläont., **57**: 1 – 31, 4 Abb.; Münster.
- BECKER, L., & MICHEL, G. (1974): Das Verschließen der verwilderten artesischen Untersuchungsbohrung Valhausen, Kreis Lippe. – Brunnenbau, Bau von Wasserwerken, Rohrleitungsbau, **25**: 327 – 330, 4 Abb.; Köln.
- BLOCH, H. (1963): Vergleichende feinstratigraphisch-fazielle Untersuchungen im Unteren Muschelkalk zwischen Egge-Gebirge und Harz. – Diss. Univ. Münster: 274 S., 77 Abb., 10 Taf.; Münster. – [Unveröff.]
- BOIGK, H. (1959): Zur Gliederung und Fazies des Buntsandsteins zwischen Harz und Emsland. – Geol. Jb., **76**: 597 – 636, 6 Abb.; Hannover.
- (1968): Gedanken zur Entwicklung des Niedersächsischen Tektogens. – Geol. Jb., **85**: 861 – 900, 11 Abb., 1 Taf.; Hannover.
- BRAND, F. (1981): Ländliche Siedlungen in Lippe. Gefüge und Struktur, Genese und Form. – Spieker, **28**: 33 – 55, 12 Abb., 5 Beil.; Münster.
- BRANDES, W. (1836): Braunkohlen - Wahnbecker Heide. Verzeichnis über Bergbau- und Sennesachen, Abt. I., **25**. – Staatsarchiv Detmold; Detmold.

- BRINKMANN, R. (1935): Über Rotfärbung in marinen Sedimenten. – Geol. Rdsch., **26**: 124 – 127, 2 Abb.; Berlin.
- BUSSE, E., & HORN, M. (1981): Fossilführung und Stratigraphie der Gelben Basisschichten (Oberer Muschelkalk) im Diemelgebiet. – Geol. Jb. Hessen, **109**: 73–84, 1 Abb.; Wiesbaden.
- CLOSTERMEIER, C. G. (1822): Wo Hermann den Varus schlug. – 118 – 129; Lemgo.
- COLDEWEY, W. G. (1973): Beiträge zur Stratigraphie und Petrographie des Unteren Muschelkalkes in Nordhessen. – Münstersche Forsch. Geol. Paläont., **29**: 1 – 27, 1 Abb., 7 Taf.; Münster.
- DAHM, H.-D., & DEUTLOFF, O., & KLOSTERMANN, J., & KNAPP, G., & KÜHN-VELTEN, H., & MICHEL, G., & SKUPIN, K. (1979): Erläuterungen zu Blatt C 4318 Paderborn. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1:100 000, Erl., **C 4318** Paderborn: 55 S., 15 Abb., 2 Tab.; Krefeld.
- DAHM, H.-D., & HOHENSCHWERT, F., & SKUPIN, K., & SERAPHIM, E. TH. (1980): Exkursion B2. Quartär im östlichen Münsterland und in Südost-Westfalen. – Westf. geogr. Stud., **36**: 183 – 193; Münster.
- DAHM-ARENS, H. (1979): Böden und Relief der Warburger Börde und ihrer Umrahmung. – Z. Geomorph., N.F., Suppl.-Bd., **33**: 207 – 215, 3 Abb.; Stuttgart.
- (1983): Die Böden auf Trias-Gesteinen im ostwestfälischen Hügelland. – Mitt. dt. bodenkdl. Ges., **38**: 479 – 484; Göttingen.
- DEUTLOFF, O., & TEICHMÜLLER, M., & TEICHMÜLLER, R., & WOLF, M. (1980): Inkohlungsuntersuchungen im Mesozoikum des Massivs von Vlotho (Niedersächsisches Tektogen). – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1980**: 321 – 341, 4 Abb., 3 Tab.; Stuttgart.
- DIENEMANN, W., & FRICKE, K. (1961), mit Beitr. von HARRE, W., & SCHMIDT-BERGER, R., & SCHNEIDER, S.: Mineral- und Heilwässer, Pelloide und Heilbäder in Niedersachsen und seinen Nachbargebieten. – Schr. wirtschaftswiss. Ges. Stud. Niedersachsen, N.F., **5**(5): 476 S., 52 Abb., 24 Tab., 197 Anal.; Göttingen (Niedersächs. Inst. Landeskde.).
- DIETZ, C., & PREUL, F. (1955), unter Mitarb. von BODE, H., & DIENEMANN, W., & UDLUFT, H., mit Beitr. von NATERMANN, E.: Erläuterungen zu Blatt Hannover. – Hydrogeol. Übersichtskt. 1:500 000: 128 S., 17 Abb., 15 Tab., 1 Kt.; Remagen (B.-Anst. Landeskde.).
- DIN 1054 Baugrund, Zulässige Belastung des Baugrunds, mit Beibl. (1976). – 30 S., 15 Abb., 10 Tab.; Berlin, Köln (Beuth-Verl.).
- DIN 4095 Baugrund, Dränung des Untergrundes zum Schutz von baulichen Anlagen, Planung und Ausführung, mit Beibl. (1973). – 7 S., 7 Abb.; Berlin, Köln (Beuth-Verl.).
- DIN 4149, Tl. 1, Bauten in deutschen Erdbebengebieten, Lastannahmen, Bemessung und Ausführung üblicher Hochbauten (1981). – 14 S., 6 Abb., 3 Tab.; Berlin, Köln (Beuth-Verl.).
- DIN 18300 VOB Verdingungsordnung für Bauleistungen, Tl. C, Allgemeine technische Vorschriften für Bauleistungen, Erdarbeiten (1974). – 14 S.; Berlin, Köln (Beuth-Verl.).
- DIN 32625 Größen und Einheiten in der Chemie, Stoffmenge und davon abgeleitete Größen. Begriffe und Definitionen (1980). – 8 S., 5 Tab.; Berlin, Köln (Beuth-Verl.).
- DOLEZALEK, B. (1978): Nutzbare Lockergesteine in Nordrhein-Westfalen. – 96 S., 11 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).

- DUCHROW, H. (1968): Zur Keuper-Stratigraphie in Südostlippe (Trias, Nordwestdeutschland). – Z. dt. geol. Ges., **117**: 620 – 662, 4 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- EICKELBERG, U. (1981): Zur Geologie der Osning-Achse zwischen Hiddesen und Horn-Bad Meinberg unter besonderer Berücksichtigung der Stratigraphie des Unteren Muschelkalks und der Tektonik. – Dipl.-Arb. Univ. Münster: 137 S., 63 Abb., 11 Tab., 5 Anl.; Münster. – [Unveröff.]
- (1982): Zur Stratigraphie und Tektonik der Osning-Achse im Raum Detmold. – Münstersche Forsch. Geol. Paläont., **55**: 17 – 40, 7 Abb., 4 Tab., 1 Beil.; Münster.
- EL-NOSHOKATY, O. (1972): Genese und Feinstratigraphie des Trochiten-Kalkes (Ob. Trias) zwischen Weser und Eggegebirge/Nordwestdeutschland. – Diss. Univ. Hamburg: 130 S., 49 Abb., 3 Tab., 9 Anl.; Hamburg. – [Unveröff.]
- ERNST, G., & SCHMID, F., & SEIBERTZ, E. (1983), unter Mitarb. von KELLER, S., & WOOD, Ch.J.: Event-Stratigraphie im Cenoman und Turon von NW-Deutschland. – Zitteliana, **10**: 531 – 554, 7 Abb.; München.
- FABIAN, H.-J. (1957): Die Faziesentwicklung des Zechsteins zwischen Bielefeld und Hameln. – Geol. Jb., **73**: 127 – 134, 3 Abb.; Hannover.
- (1958): Neue Beobachtungen zur regionalen Verbreitung des Oberkarbons aus Bohrungen in Lippe und Südhannover. – Z. dt. geol. Ges., **109**: 475 – 482, 2 Abb.; Hannover.
 - (1971): Das Oberkarbon im Untergrund von Nordwestdeutschland und dem angrenzenden Nordseebereich. A) Stratigraphie und Tektonik. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **19**: 87 – 99, 6 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- FARRENSCHON, J. (1983): Abriss der geologischen Neuaufnahme des Blattes 4019 Detmold. – Lippische Mitt. Gesch. u. Landeskd., **52**: 289 – 310, 8 Abb., 2 Tab.; Detmold.
- FIEBIG, H. (1971): Das Rhein-Ruhr-Revier. Entwicklung der Schichtenmächtigkeiten. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **19**: 35 – 40, 7 Abb.; Krefeld.
- FIEDLER, K. (1965): Strukturgeologische Untersuchungen zur Querplattung (Sigmoidalklüftung) in den Oberkreide-Kalken des Osnings. – Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg, **34**: 5 – 125, 49 Abb., 8 Taf.; Hamburg.
- FIEGE, K. (1938): Die Epirogenese des Unteren Muschelkalkes in Nordwestdeutschland, 1. Tl. – Zbl. Mineral., Geol., Paläont.; **1938** (Abt. B): 143 – 170; Stuttgart.
- FRANTZEN, W. (1888): Untersuchungen über die Gliederung des Unteren Muschelkalks in einem Theile von Thüringen und Hessen und über die Natur der Oolithkörner in diesen Gebirgsschichten. – Jb. kgl. preuß. geol. L.-Anst. u. Bergakad., **1887**: 1 – 93, 3 Taf.; Berlin.
- (1889): Untersuchungen über die Gliederung des Unteren Muschelkalks im nordöstlichen Westfalen und im südwestlichen Hannover. – Jb. kgl. preuß. geol. L.-Anst. u. Bergakad., **9**: 453 – 479, 2 Taf.; Berlin.
- FRANTZEN, W., & KOENEN, A. VON (1889): Ueber die Gliederung des Wellenkalks im mittleren und nordwestlichen Deutschland. – Jb. kgl. preuß. geol. L.-Anst. u. Bergakad., **9**: 440 – 452; Berlin.
- FRICKE, K. (1961): Geologische Vorarbeiten für das Ansetzen einer Mineralwasser-Neubohrung und deren geologische Überwachung (Tl. II). – Heilbad u. Kurort, **3**: 54 – 63, 12 Abb.; Gütersloh.

- FRICKE, K., & HAASE, K. (1969): Die Bohrung „Neue Große Mofette 1967“ (Jubiläums-Quelle) in Bad Meinberg. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **17**: 243 – 261, 8 Abb., 1 Tab.; Krefeld.
- GAERTNER, H.-R. VON, & KROEPELIN, H., & SCHMITZ, H.-H., & FESSER, H., & MÄDLER, K., & JACOB, H., & HOFFMANN, K. (1968): Zur Kenntnis des nordwestdeutschen Posidonienschiefers. – Beih. geol. Jb., **58**: XII u. 581 S., 72 Abb., 100 Tab., 35 Taf.; Hannover.
- GORKI, H.F. (1981): Städtische Siedlungen in Lippe. Form und Genese, Funktion und Gefüge. – Spieker, **28**: 11 – 31, 9 Abb., 4 Tab.; Münster.
- GRIMMEL, E. (1973): Bemerkungen zum Geschiebedecksand. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **23/24**: 16 – 25; Öhringen/Württ.
- GROETZNER, J.-P. (1962): Stratigraphisch-fazielle Untersuchungen des Oberen Muschelkalks im südöstlichen Niedersachsen zwischen Weser und Oker. – Diss. Techn. Univ. Braunschweig: 125 S., 6 Abb., 9 Taf.; Braunschweig.
- GRUPE, O. (1911): Zur Stratigraphie der Trias im Gebiete des oberen Wesertales. – Jber. niedersächs. geol. Ver., **4**: 1 – 102, 1 Tab.; Hannover.
- HAACK, W. (1925): Die nordwestfälisch-lippische Schwelle. – Z. dt. geol. Ges., Mber., **76**: 33 – 52, 1 Abb.; Berlin.
- (1926): Zur Kenntnis der Osnabrücker Trias. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **47**: 160 – 207, 2 Abb., 3 Tab.; Berlin.
 - (1928): Rotliegendes im östlichen Münsterschen Kreidebecken. – Jb. preuß. geol. L.-Anst., **48**: 765 – 772, 2 Abb.; Berlin.
- HAGELSKAMP, H., & MICHEL, G. (1970): Das Verhältnis zwischen Bohrmeteraufwand und Brunnenergiebigkeit bei Grundwasservorkommen im Kluftgestein Ostwestfalens. – Brunnenbau, Bau von Wasserwerken, Rohrleitungsbau, **21**: 322 – 324, 3 Abb.; Köln.
- , & - (1972): Zur Problematik der Abgrenzung der Schutzzone II in Kluftaquifers. – Z. dt. geol. Ges., **123**: 89 – 103, 6 Abb.; Hannover.
 - , & - (1974): Die hydrogeologischen Grundlagen der Wasserversorgung des Regierungsbezirkes Detmold. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **20**: 1 – 25, 3 Abb., 4 Tab., 1 Taf.; Krefeld. – [Vorausdruck 1970]
- HENDRICKS, A. (1979): Lithologische Untersuchungen in der marinen Unter-Kreide des Teutoburger Waldes zwischen Detmold und Bad Iburg (Westfalen) unter besonderer Berücksichtigung des Osning-Sandsteins. – Diss. Univ. Münster: 237 S., 42 Abb., 1 Tab., 9 Taf.; Münster. – [Unveröff.]
- HENDRICKS, A., & SPEETZEN, E. (1983): Der Osning-Sandstein im Teutoburger Wald und im Egge-Gebirge (NW-Deutschland) – ein marines Küstensediment aus der Unterkreide-Zeit. – Abh. westf. Mus. Naturkde., **45** (1): 1 – 11, 7 Abb., 1 Taf.; Münster.
- HERRMANN, R. (1972): Über Erdfälle äußerst tiefen Ursprungs (Die „Wolkenbrüche“ bei Trendelburg und die „Meere“ bei Bad Pyrmont). – Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch., **100**: 177 – 193, 5 Abb.; 1 Taf.; Wiesbaden.
- HESEMANN, J. (1975a): Geologie Nordrhein-Westfalens. – 416 S., 255 Abb., 122 Tab., 11 Taf.; Paderborn (Schöningh). – [Bochumer geogr. Arb., Sonderr., **2**]
- (1975b): Kristalline Geschiebe der nordischen Vereisungen. – 267 S., 44 Abb., 29 Tab., 9 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).

- HOFFMANN, K. (1949): Zur Paläogeographie des nordwestdeutschen Lias und Dogger. – In: BENTZ, A. [Hrsg.]: Erdöl und Tektonik in Nordwestdeutschland: 113 – 129, 3 Abb., 1 Tab.; Hannover, Celle (Amt Bodenforsch.).
- (1962): Lias und Dogger im Untergrund der Niederrheinischen Bucht. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **6**: 105 – 184, 5 Abb., 4 Tab.; Krefeld.
- HOHENSCHWERT, F. (1978): Ur- und frühgeschichtliche Befestigungen in Lippe. – Lippische Stud., **4**: 233 S., 76 Abb., 56 Taf., 24 Beil.; Lemgo.
- HORN, M. (1982), mit Beitr. von BERNHARD, H., & BLUM, R., & BRACHT, K., & BUSSE, E., & EHRENBURG, K.-H., & HÖLTING, B., & REICHMANN, H.; Erläuterungen zu Blatt 4520 Warburg. – Geol. Kt. Hessen 1: 25 000, Erl., **4520** Warburg: 238 S., 28 Abb., 32 Tab., 1 Taf., 1 Beibl.; Wiesbaden.
- HOYER, P., & CLAUSEN, C.-D., & LEUTERITZ, K., & TEICHMÜLLER, R., & THOME, K. N. (1974): Ein Inkohlungsprofil zwischen dem Gelsenkirchener Sattel des Ruhrkohlenbeckens und dem Ostsauerländer Hauptsattel des Rheinischen Schiefergebirges. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **24**: 161 – 172, 1 Abb., 1 Taf.; Krefeld.
- JORDAN, H., & SCHMID, F. (1968): Zur Altersstellung und Gliederung des Flammenmergels (Oberalb) im Sackwald. – Geol. Jb., **85**: 55 – 66, 1 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- KÄDING, K.-Ch. (1978a): Stratigraphische Gliederung des Zechsteins im Werra-Fulda-Becken. – Geol. Jb. Hessen, **106**: 123 – 130, 1 Tab.; Wiesbaden.
- (1978b): Die Grenze Zechstein/Buntsandstein in Hessen, Nordbayern und Baden-Württemberg. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F., **60**: 233 – 252, 8 Abb.; Stuttgart.
- KAEVER, M. (1983): Aspekte der Kreide Westfalens. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **166**(1): 86 – 115, 5 Abb.; Stuttgart.
- KEILHACK, K., & KRAISS, A., & RENNER, O. (1917): Erläuterungen zu Blatt 4018 Lage. – Geol. Kt. Preußen u. benachb. Bundesst. 1: 25 000: 58 S., 2 Abb.; Berlin.
- KELLER, G. (1974): Die Fortsetzung der Osningzone auf dem Nordwestabschnitt des Teutoburger Waldes. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1974**: 72 – 95, 9 Abb.; Stuttgart.
- (1976): Saxonische Tektonik und Osning-Zone. – Z. dt. geol. Ges., **127**: 297 – 307, 8 Abb.; Hannover.
- KENTER, E. (1954): Bergbau im Lande Lippe. – 72 S.; Detmold (Tölle & Co.).
- KLEINSORGE, H. (1935): Paläogeographische Untersuchungen über den Oberen Muschelkalk in Nord- und Mitteldeutschland. – Mitt. geol. Staatsinst. Hamburg, **15**: 57 – 106, 12 Abb., 1 Taf.; Hamburg.
- KLOSTERMANN, J. (1975): Die Geologie in der Umgebung von Bad Meinberg mit besonderer Berücksichtigung der Feinstratigraphie des Unteren und Mittleren Keupers. – Dipl.-Arb. Univ. Münster: 245 S., 1 Abb., 2 Tab., 11 Anl.; Münster. – [Unveröff.]
- (1977): Zur Geologie der Umgebung von Bad Meinberg. – Z. dt. geol. Ges., **128**: 41 – 55, 3 Abb., 2 Tab.; Hannover.
- KNAPP, G. (1983), mit Beitr. von DAHM-ARENS, H., & KALTERHERBERG, J., & MICHEL, G.: Erläuterungen zu Blatt 4321 Borgholz. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1: 25 000, Erl., **4321** Borgholz: 160 S., 17 Abb., 8 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- KNAUFF, W. (1978), mit Beitr. von DEUTLOFF, O., & JÄGER, B., & MICHEL, G., & WILL, K.-H.:

- Erläuterungen zu Blatt 3918 Bad Salzuflen. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1:25 000, Erl., **3918** Bad Salzuflen: 143 S., 17 Abb., 18 Tab., 5 Taf.; Krefeld.
- KRUCK, W., & WOLFF, F. (1975): Ergebnisse einer Fazieskartierung im Schilfsandstein des Weserberglandes. – Mitt. geol.-paläont. Inst. Univ. Hamburg, **44**: 417 – 421, 1 Abb.; Hamburg.
- KÜHL, K. (1957): Stratigraphisch-fazielle Untersuchungen im Mittleren Keuper zwischen Weser und Osning. – Diss. Techn. Hochschule Braunschweig: III u. 63 S., 6 Abb., 2 Tab.; Braunschweig. – [Gedruckte Kurzfassung]
- LEGGIEWIE, R., & FÜCHTBAUER, H., & EL NAJJAR, R. (1977): Zur Bilanz des Buntsandsteinbeckens (Korngrößenverteilung und Gesteinsbruchstücke). – Geol. Rdsch., **66**: 551 – 577, 10 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- LEPPER, J. (1976), mit Beitr. von KNAPP, G., & MÖKER, H., & NEUMANN-REDLIN, CH., & OELKERS, K.-H., & ROHDE, P., & SCHLÜTER, W., & STEIN, V., unter Mitarb. von GRAMANN, F., & MATTIAT, B., & MÜLLER, P., & RÖSCH, H.: Erläuterungen zu Blatt 4322 Karlsruhen. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1:25 000, Erl., **4322** Karlsruhen: 190 S., 14 Abb., 11 Tab., 6 Taf.; Krefeld.
- LIEDTKE, H. (1981): Die nordischen Vereisungen in Mitteleuropa. – Forsch. dt. Landeskde., **204**: 307 S., 49 Abb., 17 Tab., 1 Kt.; Trier. – [2. erw. Aufl.]
- LÖSCHER, W. (1925): Zur Frage der westfälischen Galeritenbildungen. – Sitz.-Ber. nieder-rhein. geol. Ver., **1924**: 25 – 28; Bonn.
- LOTZE, F. (1933): Die Verbreitung roter Gesteine im Mittleren Muschelkalk Nordwestdeutschlands. – N. Jb. Mineral. Geol. Paläont., Beil.-Bd.B, **69**: 388 – 396, 2 Abb.; Stuttgart.
- (1950): 100 Jahre Forschung in der saxonischen Tektonik. – Z. dt. geol. Ges., **100**: 321 – 337; Hannover.
- LUTHER, D. (1982): Geologie der Osning-Achse und der Berlebecker Achse südlich von Horn-Bad Meinberg. – Münstersche Forsch. Geol. Paläont., **55**: 75 – 93, 2 Abb., 1 Tab.; Münster.
- MEIBURG, P. (1969): Die Warburger Störungszone. Ein Beitrag zur Geologie des Warme-Diemel-Gebietes (Nordhessen/Ost-Westfalen). – Diss. Univ. Münster: 394 S., 71 Abb., 15 Tab., 49 Taf., 5 Anl.; Münster. – [Unveröff.]
- (1980): Subrosions-Stockwerke im Nordhessischen Bergland. – Aufschluß, **31**: 265 – 287, 8 Abb.; Heidelberg.
- (1982): Saxonische Tektonik und Schollenkinematik am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges. – Geotekt. Forsch., **62**: 267 S., 84 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- MEISEL, S. (1959): Geographische Landesaufnahme 1:200 000. Naturräumliche Gliederung Deutschlands. Die naturräumlichen Einheiten auf Blatt 98 Detmold. – 40 S., 1 Abb., 1 Kt.; Remagen (B.-Anst. Landeskde.).
- MESTWERTD, A. (1909): Der Lias von Vahlhausen bei Detmold. – Mitt. lippische Gesch. u. Landeskde., **7**: 183 – 194, 1 Abb.; Detmold.
- (1910): Über Stratigraphie und Lagerungsverhältnisse der Tertiärvorkommen im Fürstentum Lippe. – Jber. niedersächs. geol. Ver., **3**: 171 – 190, 4 Abb.; Hannover.

- (1912): Wissenschaftliche Ergebnisse bei der Aufnahme von Blatt Detmold im Jahre 1908. – Jb. kgl. preuß. geol. L.-Anst., **29**: 477 – 493; Berlin.
 - (1926): Erläuterungen zu Blatt 4017 Brackwede. – Geol. Kt. Preußen u. benachb. Bundesst. 1:25 000: 45 S.; Berlin. – [2. Aufl. 1982: Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1:25 000, Erl., **4017** Brackwede: XVI u. 45 S., 4 Abb., 1 Tab.; Krefeld]
- MEYER, E. (1903): Der Teutoburger Wald (Osning) zwischen Bielefeld und Werther. – Jb. kgl. preuß. geol. L.-Anst., **24**: 349 – 380, 1 Taf.; Berlin.
- MICHEL, G., & MODEL, J. (1975): Hydrogeologische Untersuchungsprogramme für die Sicherung der zukünftigen Wasserversorgung des Kreises Lippe und der angrenzenden Gebiete. – Brunnenbau, Bau von Wasserwerken, Rohrleitungsbau, **26**: 206 – 210, 2 Abb., 3 Tab.; Köln.
- MICHEL, G., & NIELSEN, H. (1977): Schwefel-Isotopenuntersuchungen an Sulfaten ostwestfälischer Mineralwässer. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **26**: 185 – 227, 16 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- MICHEL, G., & SCHRÖTER, H. (1981): Zur Grundwasserneubildung in Festgesteinen Ostwestfalens am Beispiel Lemgoer Mark. – Münstersche Forsch. Geol. Paläont., **54**: 175 – 201, 9 Abb., 3 Tab., 3 Taf.; Münster.
- MONKE, H. (1888): Die Liasmulde von Herford in Westfalen. – Verh. naturhist. Ver. Rheinld. u. Westf., **45**: 125 – 238, 2 Taf., 1 Kt.; Bonn.
- NEBELSIEK, L. (1950a): Fundchronik des Regierungsbezirkes Detmold (ehemaliges Land Lippe) für die Jahre 1937 – 1947. – Bodenaltertümer Westfalens, **7**: 145 – 162, 8 Abb.; Münster.
- (1950b): Die Steinhügelgräber des lippischen Landes. – Bodenaltertümer Westfalens, **7**: 163 – 167, 3 Abb.; Münster.
 - (1957): Fundchronik der Kreise Detmold und Lemgo für die Jahre 1948 – 1957. – Mitt. lippischer Gesch. u. Landeskd., **26**: 5 – 17; Detmold.
- NOLTE, H. (1981): Zur Geologie der Berlebecker Achse zwischen Hiddesen und Horn-Bad Meinberg unter besonderer Berücksichtigung der Stratigraphie des Oberen Muschelkalks. – Dipl.-Arb. Univ. Münster: 153 S., 51 Abb., 2 Anl.; Münster. – [Unveröff.]
- (1982): Zur Geologie der Berlebecker Achse zwischen Hiddesen und Horn-Bad Meinberg unter besonderer Berücksichtigung der Stratigraphie des Oberen Muschelkalks. – Münstersche Forsch. Geol. Paläont., **55**: 41 – 55, 3 Abb., 2 Tab., 1 Beil.; Münster.
- OVERBECK, F. (1950): Die Moore Niedersachsens. – Geol. u. Lagerst. Niedersachsens, **3** (4. Abt.): 122 S., 56 Abb., 2 Taf.; Bremen-Horn. – [2. Aufl.]
- PHILIPPI, E. (1901): Die Ceratiten des oberen deutschen Muschelkalkes. – Paläont. Abh., N.F., **4**(4): 347 – 458, 21 Taf.; Jena.
- Regierungspräsident Detmold (1980): Gebietsentwicklungsplan für den Regierungsbezirk Detmold. Teilabschnitt Lippe. – 139 S., 25 Abb., 1 Kt.; Detmold.
- REHAGEN, H.-W. (1980): Pollenanalytische Untersuchungsergebnisse aus dem Pleistozän in Ostwestfalen-Lippe. – Westf. geogr. Stud., **36**: 57 – 64, 2 Tab.; Münster.
- RICHTER, G. (1941): Paläogeographische und tektonische Stellung des Richelsdorfer Gebirges im Hessischen Raum. – Jb. Reichsstelle Bodenforsch., **61**: 284 – 331, 19 Abb., 3 Taf.; Berlin.

- RICHTER-BERNBURG, G. (1972): Saline deposits in Germany: A review and general introduction to the excursions. – *Geology of Saline Deposits (Sympos. Hannover 1968)*: 275–287, 13 Abb., 1 Tab.; Paris (UNESCO).
- (1974): Stratigraphische Synopsis des deutschen Buntsandsteins. – *Geol. Jb.*, **A 25**: 127 – 132, 1 Abb., 1 Taf.; Hannover.
 - (1977): „Saxonische Tektonik“, HANS STILLES Begriff in heutiger Sicht. – *Z. dt. geol. Ges.*, **128**: 11 – 23, 10 Abb., 1 Taf.; Hannover.
- RIEDEL, A. (1918): Beiträge zur Paläontologie und Stratigraphie der Ceratiten des deutschen Oberen Muschelkalks. – *Jb. kgl. preuß. geol. L.-Anst.*, **37**(1): 1 – 116, 5 Abb., 18 Taf.; Berlin.
- ROHDE, P. (1963): Der tiefere Teil des Oberen Muschelkalks im nordlippischen Weserbergland (Beispiel einer für den nord- und mitteldeutschen Raum normalen Entwicklung). – *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, **117**: 303 – 314, 1 Abb., 1 Taf.; Stuttgart.
- ROSENFELD, U. (1961): Karsterscheinungen in der Osningzone. – *Hagener Beitr. Gesch. u. Landeskde.*, **3**: 81 – 98, 4 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Hagen.
- (1968): Beobachtungen zur Stratigraphie des Schilfsandsteins im ostlippischen Bergland (Lithostratigraphische Untersuchungen in Sandstein-Folgen III). – *Geol. Rdsch.*, **57**: 402 – 424, 9 Abb.; Stuttgart.
 - (1977): Zur Tektonik zwischen Osning und Egge-Gebirge. – *Z. dt. geol. Ges.*, **128**: 25–39, 4 Abb.; Hannover.
 - (1978): Beitrag zur Paläogeographie des Mesozoikums in Westfalen. – *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, **156**: 132 – 155, 9 Abb.; Stuttgart.
 - (1980): Der Südwestteil des Lippischen Berglandes, ein Grenzbereich zwischen Hessischer Senke und Niedersächsischem Tektonen. – *Z. dt. geol. Ges.*, **131**: 715 – 724, 2 Abb.; Hannover.
 - (1982): Beiträge zur Geologie des Lippischen Berglandes. Ein Überblick. – *Münsterische Forsch. Geol. Paläont.*, **55**: 1 – 16, 1 Abb., 1 Tab.; Münster.
 - (1983): Beobachtungen und Gedanken zur Osning-Tektonik. – *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, **166**(1): 34 – 49, 2 Abb.; Stuttgart.
- SANDER, A. (1963): Zur Parallelisierung und stratigraphischen Bedeutung der Fossilagen des lippischen Steinmergelkeupers. – *N. Jb. Geol. Paläont., Abh.*, **117**: 340 – 345; Stuttgart.
- (1977): Rote Wand und Steinmergelkeuper (Mittlerer Keuper) in der Bohrung Alexander-von-Humboldt-Sprudel im Vergleich mit Übertageaufschlüssen des Weserberglandes. – *Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf.*, **26**: 89 – 108, 1 Abb., 1 Tab., 4 Taf.; Krefeld.
- SCHICKOR, G. (1969): Zur Paläogeographie und Sedimentologie des Räts zwischen Osning und Weser (Westfalen). – *Geotekt. Forsch.*, **32**: 66 – 97, 18 Abb.; Stuttgart.
- SCHNEIDER, H. (1964): Geohydrologie Nordwestfalens. – 264 S., 278 Abb., zahlr. Tab.; Berlin (R. Schmidt).
- SCHNELL, K. (1955): Gewässerkundliche Karten von Nordrhein-Westfalen. – 3 Kt., zahlr. Tab.; Düsseldorf (Minist. Ernähr., Landwirtsch. u. Forsten, Land Nordrh.-Westf.).

- SCHOTT, W. (1942): Die Gliederung im nordwestdeutschen Rätbecken. – Ber. Reichsamt Bodenforsch. Wien, **1942**: 61 – 77, 2 Abb.; Wien.
- SCHUCHARDT, C. (1906): Der große und kleine Hünenring bei Detmold. – Mitt. lippischer Gesch. u. Landeskde., **4**: 217 – 218; Detmold.
- SCHÜLLER, M. (1967): Petrographie und Feinstratigraphie des Unteren Muschelkalkes in Südniedersachsen und Nordhessen. – Sediment. Geol., **1**(4): 353 – 401, 23 Abb., 7 Tab., 1 Taf., 1 Beil.; Amsterdam.
- SCHÜTRUMPF, R. (1980): Das Interglazial im Werre-Profil bei Nienhagen (Detmold). – Westf. geogr. Stud., **36**: 57 – 60 u. 65 – 70, 5 Abb.; Münster.
- SCHULZ, M.-G. (1972): Feinstratigraphie und Zyklengliederung des Unteren Muschelkalks in N-Hessen. – Mitt. geol.-paläont. Inst. Univ. Hamburg, **41**: 133 – 170, 2 Abb., 6 Tab., 4 Taf.; Hamburg.
- SCHWENKE, W. (1982): Zur Keuper-Stratigraphie des Lipper Berglandes im Raum südöstlich Bad Meinberg. – Münstersche Forsch. Geol. Paläont., **55**: 57 – 73, 3 Tab., 1 Beil.; Münster.
- SCHWERDT, L.-O. (1954): Die Tektonik der Nordscholle des Osnings zwischen Werther und der Dörenschlucht. – Diss. Univ. Münster: 157 S., 126 Abb., 6 Kt., 9 Anl.; Münster. – [Unveröff.]
- SEIDEL, G. (1965): Zur geologischen Entwicklungsgeschichte des Thüringer Beckens. – Geologie, **14** (Beih. 50): 1 – 115, 57 Abb., 4 Tab.; Berlin.
- SERAPHIM, E. TH. (1962): Glaziale Halte im südlichen unteren Weserbergland – Zwischenbericht. – Spieker, **12**: 45 – 80, 1 Kt.; Münster.
- (1966): Grobgeschiebestatistik als Hilfsmittel bei der Kartierung eiszeitlicher Halte. – Eiszeitalter u. Gegenwart, **17**: 125 – 130, 1 Abb.; Öhringen/Württ.
 - (1972): Wege und Halte des saalezeitlichen Inlandeises zwischen Osnung und Weser. – Geol. Jb., **A3**: 85 S., 14 Abb., 6 Tab.; Hannover.
 - (1973): Das Pleistozänprofil der Kiesgrube Kater in Hiddesen bei Detmold (Ein prämoränales Schotterkonglomerat mit Gletscherschliff). – Ber. naturwiss. Ver. Bielefeld, **21**: 249 – 263, 6 Abb., 1 Tab.; Bielefeld.
- SKUPIN, K. (1982), mit Beitr. von MERTENS, H., & MICHEL, G., & SEIBERTZ, E., & WEBER, P.: Erläuterungen zu Blatt 4218 Paderborn. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. 1: 25 000, Erl., **4218** Paderborn: 140 S., 19 Abb., 15 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- SPEETZEN, E. (1970): Lithostratigraphische und sedimentologische Untersuchungen im Osnung-Sandstein (Unter-Kreide) des Egge-Gebirges und des südöstlichen Teutoburger Waldes (Westfalen, NW-Deutschland). – Münstersche Forsch. Geol. Paläont., **18**: 149 S., 43 Abb., 8 Tab., 21 Taf.; Münster.
- STADLER, G., & TEICHMÜLLER, R. (1971): Zusammenfassender Überblick über die Entwicklung des Bramscher Massivs und des Niedersächsischen Tektogens. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **18**: 547 – 564, 3 Abb., 1 Tab.; Krefeld.
- STAMPA, F. (1973): Spezialkartierung im Raum Loßbruch/Bentrop. Fazies und Struktur der Muschelkalkaufwölbung Loßbruch. – Dipl.-Arb. Univ. Hamburg: 104 S., 33 Abb., 3 Tab., 8 Anl., 1 Beil.; Hamburg. – [Unveröff.]

- STEIN, V. (1968): Stratigraphische Untersuchungen im Unteren Muschelkalk Südniedersachsens. – Z. dt. geol. Ges., **117**: 819 – 828, 1 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- STEINERT, H. (1952): Stratigraphie und Schwermineralprovinzen im Diluvium Schleswig-Holsteins und Norddeutschlands. – Meyniana, **1**: 107 – 111; Kiel.
- STILLE, H. (1908): Erläuterungen zu Blatt 4420 Peckelsheim. – Geol. Kt. Preußen u. benachb. Bundesst. 1:25 000: 29 S., 1 Abb.; Berlin.
- (1909): Das Alter der Kreidesandsteine Westfalens. – Z. dt. geol. Ges., **61**: 17 – 26, 1 Tab.; Berlin. – [Briefl. Mitt.]
 - (1910a): Exkursion zwischen Detmold und den Externsteinen am 19. Mai 1910. – Jber. niedersächs. geol. Ver., **3**: 27 – 35, 4 Abb., 1 Taf.; Hannover.
 - (1910b): Der Mechanismus der Osning-Faltung. – Jb. kgl. preuß. geol. L.-Anst., **31**: 357 – 382, 6 Abb., 3 Taf.; Berlin.
 - (1911): Erläuterungen zu Blatt 4119 Horn-Sandebeck. – Geol. Kt. Preußen u. benachb. Bundesst. 1:25 000: 64 S., 6 Abb.; Berlin.
 - (1924): Über die Erschließung von Heilquellen bei Detmold. – 13 S., 1 Abb.; Göttingen. – [Unveröff. Gutachten]
 - (1927): Über die nordöstliche Fortsetzung der westfälischen Steinkohlenformation. – Nachr. Ges. Wiss. Göttingen, mathem.-physik. Kl., **3** (1926): 212 – 228, 2 Abb.; Berlin.
 - (1930): Das Einsetzen der „saxonischen“ Richtungen im westdeutschen Jungpaläozoikum. – Abh. preuß. geol. L.-Anst., N.F., **116**: 38 – 74, 3 Taf.; Berlin.
- STILLE, H., & MESTWERDT, A. (1911): Erläuterungen zu Blatt 4019 Detmold. – Geol. Kt. Preußen u. benachb. Bundesst. 1:25 000: 60 S.; Berlin.
- TEICHMÜLLER, M., & TEICHMÜLLER, R., & BARTENSTEIN, H. (1979): Inkohlung und Erdgas in Nordwestdeutschland. Eine Inkohlungskarte der Oberfläche des Oberkarbons. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **27**: 137 – 170, 2 Abb., 5 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- THOME, K.N. (1983): Gletschererosion und -akkumulation im Münsterland und angrenzenden Gebieten. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **166**(1): 116 – 138, 2 Abb.; Stuttgart.
- TRUSHEIM, F. (1963): Zur Gliederung des Buntsandsteins. – Erdöl, **79**: 277 – 292, 8 Abb.; Wien, Hamburg.
- URLICHS, M., & MUNDLOS, R. (1980): Revision der Ceratiten aus der *atavus*-Zone (Oberer Muschelkalk, Oberanis) von SW-Deutschland. – Stuttgarter Beitr. Naturkde., (B) **48**: 1–42, 7 Abb., 4 Taf.; Stuttgart.
- VERDENHALVEN, F. (1968): Alte Maße, Münzen und Gewichte aus dem deutschen Sprachgebiet. – 54 S.; Neustadt/Aisch (Degener & Co.).
- VOGLER, H. (1977): Nutzbare Festgesteine in Nordrhein-Westfalen. – 65 S., 11 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- VOLKHAUSEN, U. (1905): Der Unterleibstypus in Detmold im Sommer und Herbst 1904. – Z. Medizinalbeamte, **17**: 541 – 580, 3 Abb.; Berlin (Kornfeld).
- WAGENER, R., & WEERTH, O. (1890): Geognostische Beschreibung des Fürstentums Lippe und seiner Umgebung. – Jber. naturwiss. Ver. Fürstentum Lippe, **1890**: 20 – 94; Detmold.

- WAGNER, E. (1897): Beitrag zur genauen Kenntnis des Muschelkalks bei Jena. – Abh. preuß. geol. L.-Anst., N.F., **27**: 105 S., 7 Abb., 2 Taf.; Berlin.
- WEERTH, O. (1881): Über die Lokalfacies des Geschiebelehms in der Gegend von Detmold und Herford. – Z. dt. geol. Ges. **33**: 465 – 475, 2 Abb.; Berlin.
- (1929): Geologie des Landes Lippe. – Sonderveröff. gesch. Abt. naturwiss. Ver. Land Lippe, **3**: 156 S.; Detmold (Meyer).
- WENGER, R. (1957): Die germanischen Ceratiten. – Palaeontographica, (A) **108**: 57 – 129, 44 Abb., 17 Tab., 13 Taf.; Stuttgart.
- WILL, H.-J. (1969): Untersuchungen zur Stratigraphie und Genese des Oberkeupers in Nordwestdeutschland. – Beih. geol. Jb., **54**: 240 S., 50 Abb., 4 Taf.; Hannover.
- WOLBURG, J. (1953): Der Nordrand der Rheinischen Masse. – Geol. Jb., **67**: 83 – 114, 15 Abb.; Hannover.
- (1969): Die epirogenetischen Phasen der Muschelkalk- und Keuper-Entwicklung Nordwest-Deutschlands, mit einem Rückblick auf den Buntsandstein. – Geotekt. Forsch., **32**: 1 – 65, 32 Abb.; Stuttgart.
- WURSTER, P. (1964a): Geologie des Schilfsandsteins. – Mitt. geol. Staatsinst. Univ. Hamburg, **33**: 140 S., 57 Abb., 4 Taf., 15 Kt.; Hamburg.
- (1964b): Krustenbewegungen, Meeresspiegelschwankungen und Klimaänderungen der deutschen Trias. – Geol. Rdsch., **54**: 224 – 240, 11 Abb.; Stuttgart.
- ZAGWIJN, W.H., & MONTFRANS, H. M. VAN, & ZANDSTRA, J. G. (1971): Subdivision of the „Cromerian“ in the Netherlands: Pollenanalysis, palaeomagnetism and sedimentary petrology. – Geol. en Mijnb., **50**: 41 – 58; 's-Gravenhage.
- ZIERCKE, I. (1960): Talentwicklung und Oberflächenformen im Einzugsgebiet der Werre zwischen Teutoburger Wald und Wiehengebirge. – Forsch. dt. Landeskd., **116**: 92 S., 24 Abb., 8 Taf., 4 Kt.; Bad Godesberg.

Karten

- Bodenkarte von Nordrhein-Westfalen 1:50 000. – Hrsg. Geol. L.-Amt. Nordrh.-Westf.; Krefeld.
Blatt L 4118 Detmold (1980), Bearb. DUBBER, H.-J.
- Geognostische Charte vom Nordwestlichen Deutschland 1:200 000; Berlin (Schropp et Co.).
Blatt Detmold (1829), Bearb. HOFFMANN, F.
- Geognostische Karte von Deutschland und den umliegenden Staaten 1:1 100 000; Berlin (Schropp et Co.).
Blatt Cassel (1826), Bearb. BUCH, L. VON
- Geologie (1976). – Deutscher Planungsatlas, **1** (8): 3 Kt. 1:500 000, mit Erl. – Hrsg. Akad. Raumforsch. u. Landesplanung, Bearb. DAHM, H.-D., & DEUTLOFF, O., & HERBST, G., & KNAPP, G., & THOME, K. N., mit Beitr. von BACHMANN, M., & BRAUN, F. J., & DROZDZEWSKI, G., & GLIESE, J., & GRABERT, H., & HAGER, H., & HILDEN, H. D., & HOYER, P., & LUSZNAT, M., & THIERMANN, A.; Hannover (Schroedel).

- Geologische Karte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen 1:80 000. – Hrsg. kgl. Minist. Handel, Gewerbe u. öffentl. Arb.; Berlin (Schropp).
Sect. 9 Höxter (1858), Bearb. DECHEN, H. VON
- Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1:100 000, mit Erl. – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.; Krefeld.
Blatt C 4318 Paderborn (1979), Bearb. DAHM, H.-D., & DEUTLOFF, O., & KNAPP, G., & KOCH, M., & MICHEL, G., & SKUPIN, K.
- Geologische Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten 1:25 000, mit Erl. – Hrsg. Kgl. Preuß. Geol. L.-Anst.; Berlin.
Blatt Detmold (1911), Bearb. STILLE, H., & MESTWERDT, A.
- Geologische Übersichtskarte 1:200 000. – Hrsg. B.-Anst. Geowiss. u. Rohstoffe u. Geol. L.-Ämter BRD; Hannover.
Blatt CC 4718 Kassel (1980), Bearb. LEPPER, J., & ZITZMANN, A., unter Mitarb. von DAHM, H.-D., & HINZE, C., & HORN, M., & JORDAN, H., & MOTZKA, R., & REUTER, G., & WALDECK, H.
- Geologische Uebersichtskarte der Rheinprovinz und der Provinz Westfalen 1:500 000 (1866). – Hrsg. kgl. Minist. Handel, Gewerbe u. öffentl. Arb., Bearb. DECHEN, H. VON; Berlin (Schropp).
- Geologische Übersichtskarte von Deutschland 1:200 000. – Hrsg. Amt Bodenforsch.; Hannover, Celle.
Blatt 98 Detmold (1948), Bearb. BEYENBURG, E.
- Geologische Übersichtskarte von Nordwestdeutschland 1:300 000 (1951). – Hrsg. Amt Bodenforsch., Bearb. MARTINI, H.J., & WOLDSTEDT, P., unter Mitarb. von FRICKE, W., & GAERTNER, H. R. VON, & HERRMANN, R., & HOLLSTEIN, W., & JACOBSEN, W., & MIXIUS, F. K., & RICHTER, K., & SCHNEIDER, H.; Hannover.
- Geotektonische Karte von Nordwestdeutschland 1:1 000 000. – Hrsg. Am Bodenforsch.; Hannover, Celle.
Großblatt 72 Umgebung von Detmold (1946). Bearb. ALDINGER, H., & SEITZ, O.
- Hydrogeologie (1978). – Deutscher Planungsatlas, 1 (18): 1 Kt. 1:500 000, mit Erl. – Hrsg. Akad. Raumforsch. u. Landesplanung, Bearb. DEUTLOFF, O.; Hannover (Schroedel).
- Hydrogeologische Übersichtskarte 1:500 000. – Hrsg. B.-Minist. Wirtsch., Bonn; Remagen (B.-Anst. Landeskd.).
Blatt Hannover (1955), Bearb. BODE, H., & DIETZ, C., & PREUL, F.
- Karte der Grundwasserlandschaften in Nordrhein-Westfalen 1:500 000 (1980). – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf., Bearb. HILDEN, H. D.; Krefeld. – [2. Aufl.]
- Karte der Verschmutzungsgefährdung der Grundwasservorkommen in Nordrhein-Westfalen 1:500 000 (1980). – Hrsg. Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf., Bearb. BOLSENKÖTTER, H., & HILDEN, H. D.; Krefeld. – [2. Aufl.]
- Karte Wasserwirtschaftliche Planung im Werregebiet – Geologie – 1:100 000 (1981). – Hrsg. L.-Amt Wasser u. Abfall Nordrh.-Westf., Bearb. LEICHTLE, T. unter Mitwirk. d. Geol. L.-Amtes Nordrh.-Westf.; Düsseldorf.
- Karte Wasserwirtschaftliche Planung im Werregebiet – Grundwasserbeschaffenheit – 1:100 000 (1980). – Hrsg. L.-Amt Wasser u. Abfall Nordrh.-Westf., Bearb. LEICHTLE, T.; Düsseldorf.

- Klima-Atlas von Nordrhein-Westfalen (1960). – Hrsg. Dt. Wetterdienst: 77 Kt., 10 Taf., mit Erl.; Offenbach.
- Klimadaten (1976). – Deutscher Planungsatlas, 1 (7): 3 Kt. 1:1 000 000, mit Erl. – Hrsg. Akad. Raumforsch. u. Landesplanung, Bearb. SCHIRMER, H., & CASPAR, W., & SCHNELL, F., & WITTERSTEIN, F., & BECKER, R. F.; Hannover (Schroedel).
- Übersichtskarte der saxonischen Gebirgsbildung zwischen Vogelsberg-Rhön und der Norddeutschen Tiefebene 1:250 000 (1922). – Hrsg. Preuß. Geol. L.-Anst., Bearb. STILLE, H.; Berlin.
- Wanderkarte Hermannsland – Nördlicher Teil – Teutoburger Wald 1:25 000 (1978). – Hrsg. Verkehrsgemeinschaft Hermannsland; Detmold.

Tafeln in der Anlage

Tafel 1 Geologische Schnitte 1 : 25 000

Tafel 2 Strukturkarte (dargestellt ohne Quartär-Bedeckung)

Tafel 3 Karte der Quartär-Basis 1 : 50 000