

Geologie und Paläontologie in Westfalen

Heft 72

**Bodenkundliche und palynologische Untersuchungen im
Naturschutzgebiet Begatal, Kreis Lippe, NRW**

Albrecht Deppe und Rüdiger Stritzke

**Geowissenschaftliche Untersuchungen im
Subrosionsgebiet des „Heiligen Feldes“
(nördliches Münsterland, Nordwestdeutschland)**

Manfred Dölling und Rüdiger Stritzke

**Marine und terrestrische Sedimente der Kreidezeit im
Paläokarst des Briloner Massenkalks**

Karl-Heinz Ribbert und Klaus Skupin

LWL

Für die Menschen.
Für Westfalen-Lippe.

Hinweise für die Autoren

In der Schriftenreihe **Geologie und Paläontologie** werden geowissenschaftliche Beiträge veröffentlicht, die den Raum Westfalen betreffen.

Druckfertige Manuskripte sind an die Schriftleitung zu schicken.

Aufbau des Manuskriptes

1. Titel kurz und bezeichnend.
2. Klare Gliederung.
3. Zusammenfassung in Deutsch am Anfang der Arbeit.

Äußere Form

4. Manuskriptblätter einseitig und weitzeilig beschreiben; Maschinenschrift, Verbesserungen in Druckschrift.
5. Unter der Überschrift: Name des Autors (ausgeschrieben), Anzahl der Abbildungen, Tabellen und Tafeln; Anschrift des Autors auf der 1. Seite unten.
6. Literaturzitate im Text werden wie folgt ausgeführt: (AUTOR, Erscheinungsjahr: evtl. Seite) oder AUTOR (Erscheinungsjahr: evtl. Seite). Angeführte Schriften werden am Schluss der Arbeit geschlossen als Literaturverzeichnis nach den Autoren alphabetisch geordnet. Das Literaturverzeichnis ist nach folgendem Muster anzuordnen:

SIEGFRIED, P. (1959): Das Mammut von Ahlen (*Mammonteus primigenius* BLUMENB.).-Paläont. Z. 30,3: 172-184, 3 Abb., 4 Taf.; Stuttgart.

WEGNER, T. (1926): Geologie Westfalens und der angrenzenden Gebiete. 2. Aufl. – 500 S., 1 Taf., 244 Abb.; Paderborn (Schöningh).
7. Schrifttypen im Text:
doppelt unterstrichen = Fettdruck
einfach unterstrichen oder gesperrt = Sperrung
Gattungs- und Artnamen unterschlängeln = *Kursivdruck*
Autorennamen durch GROSSBUCHSTABEN wiedergeben.

Abbildungsvorlagen

8. In den Text eingefügte Bild Darstellungen sind Abbildungen (Abb. 2). Auf den Tafeln stehen Figuren (Taf. 3, Fig. 2) oder Profile (Taf. 5, Profil 2).
9. Strichzeichnungen können auf Transparentpapier oder Fotohochglanzpapier vorgelegt werden. Fotografien müssen auf Hochglanzpapier abgezogen sein.

Korrekturen

10. Korrekturfahnen werden den Autoren einmalig zugestellt. Korrekturen gegen das Manuskript gehen auf Rechnung des Autors.

Für den Inhalt der Beiträge sind die Autoren allein verantwortlich.

Geologie und Paläontologie in Westfalen

Heft 72

Bodenkundliche und palynologische Untersuchungen im Naturschutzgebiet Begatal, Kreis Lippe, NRW

Albrecht Deppe und Rüdiger Stritzke

Geowissenschaftliche Untersuchungen im Subrosionsgebiet des „Heiligen Feldes“ (nördliches Münsterland, Nordwestdeutschland)

Manfred Dölling und Rüdiger Stritzke

Marine und terrestrische Sedimente der Kreidezeit im Paläokarst des Briloner Massenkalks

Karl-Heinz Ribbert und Klaus Skupin

Geol. Paläont. Westf.	72	92 S.	51 Abb. 9 Tab.	Münster März 2009
--------------------------	-----------	-------	-------------------	----------------------

Impressum

Geologie und Paläontologie in Westfalen

Herausgeber: Dr. Alfred Hendricks
Landschaftsverband Westfalen-Lippe
LWL-Museum für Naturkunde, Münster
Sentruper Str. 285, 48161 Münster
Telefon 02 51/591-05, Telefax: 02 51/591 60 98

Druck: DruckVerlag Kettler GmbH, Bönen/Westf.

Schriftleitung: Dr. Peter Lanser

ISSN 0176-148X
ISBN 978-3-924590-99-4

© 2009 Landschaftsverband Westfalen-Lippe

Alle Rechte vorbehalten. Kein Titel des Werkes darf in irgendeiner Form ohne schriftliche Genehmigung des LWL reproduziert oder unter Verwendung elektronischer Systeme verarbeitet, vervielfältigt oder verbreitet werden.

Geol. Paläont. Westf.	72	5-30	7 Abb. 5 Tab.	Münster März 2009
--------------------------	-----------	------	------------------	----------------------

Bodenkundliche und palynologische Untersuchungen im Naturschutzgebiet Begatal, Kreis Lippe, NRW

Albrecht Deppe und Rüdiger Stritzke*

Inhaltsverzeichnis

1.	Einleitung	5
2.	Das Untersuchungsgebiet	6
3.	Bodenkundlich-geologischer Überblick des Untersuchungsgebietes	8
4.	Verbreitung der überdeckten Niedermoore	8
5.	Aufbau der überdeckten Niedermoore	9
5.1	Die Überdeckung	9
5.2	Der Niedermoortorf	11
5.3	Die frühholozänen humosen Sedimente oder andere Sedimente	11
5.4	Die Niederterrassensedimente	12
6.	Die Bodenentwicklung	12
7.	Die Bodenprofile	13
7.1.	Bodenprofil B1	13
7.1.1.	Bodenkundliche Charakterisierung	13
7.1.2.	Pollenflora	16
7.2.	Bodenprofil Humfeld	16
7.2.1.	Bodenkundliche Charakterisierung	16
7.2.2.	Pollenflora	18
7.3.	Bodenprofil Walkenmühle	18
7.3.1.	Bodenkundliche Charakterisierung	18
7.3.2.	Pollenflora	20
8.	Ausblick	23
9.	Literaturverzeichnis	23
	Anhang	26

1. Einleitung

Im Rahmen der Bodenkundlichen Landesaufnahme zur landwirtschaftlichen Standorterkundung im Maßstab 1 : 5000 (BK5 L) wurde 2001 eine Inventur der Böden des 500 ha großen Naturschutzgebietes „Begatal“ durchgeführt. Die Bodenkartierung war ein Auftrag der Landwirtschaftskammer NRW. Die Bodenkarten werden zukünftig für Planungszwecke verwendet. Die Feldarbeiten erfolgten durch einen von uns (A. Deppe) nach den Regeln für bodenkundliche Kartierungen¹. Insgesamt wurden dabei ca. 2200 Sondierbohrungen bis 2 Meter Tiefe niedergebracht und 12 Bodenprofile angelegt, aus denen über 90 Bodenproben zur Analyse im Labor des Geologischen Dienstes entnommen wurden. Die Ergebnisse der Kartierung sind in einer digitalen Bodenkarte und einem dazugehörigen Erläuterungsbericht dargestellt², die Ergebnisse der pollenanalytischen Untersuchungen werden hier mitgeteilt.

* Geologischer Dienst NRW, De-Greif-Str. 195, 47803 Krefeld

¹ vgl. AG BODEN (1994), GEOLOGISCHES LANDESAMT NORDRHEIN-WESTFALEN (FACHINFORMATIONSSYSTEM BODENKUNDE) (2001a) und ders. (2001b)

² vgl. Bodenkarte 1 : 5000 zur landwirtschaftlichen Standorterkundung (BK5L), mit Erl. – hrsg. vom Geologischen Landesamt Nordrhein-Westfalen; Krefeld. [Unveröff.]
Verfahren NSG Begatal (2005), Bearb. Deppe, A.

In der Begaue sind etwa 21 ha überdeckte Niedermoore (Bodentypen Auengley über tiefem Niedermoor u.a.) vorzufinden. Bei diesen Böden stellte sich die Frage nach der Entstehung der Überdeckung und der stratigraphischen Einordnung des Niedermoororfes, da hierzu bisher keine Untersuchungen vorliegen. Zu ihrer Klärung wurden daher drei Bodenprofile in repräsentativen Bereichen angelegt. Die Bodenprofile sollten Auskunft über den Profilaufbau, die Entstehung und das Alter des Niedermoororfes geben.

Die Entstehung der Überdeckung geht meist auf einen anthropogenen Auftrag zurück, um die Niedermoore landwirtschaftlich besser nutzbar zu machen (Profile Humfeld und Walkenmühle). Zum Teil wird der Niedermoororf jedoch von Auenlehm oder Kolluvium bedeckt, die Überdeckung ist quasinatürlich entstanden (Profil B1).

Die Arbeitshypothese war zunächst, dass die Torfbildung im Zusammenhang mit einem Grundwasseranstieg während mittelalterlicher Rodungsperioden steht. Aus den Bodenprofilen wurden daher Torfproben entnommen und pollenanalytisch untersucht. Von der Torfbasis eines Bodenprofils konnte eine Probe für eine ¹⁴C-Analyse entnommen werden. Die Pollenproben wurden nach der Standard-Methode von BERGLUND & RALSKA-JASIEWICZOWA (1986) aufbereitet und in Silicaöl konserviert. Bei 400-facher Vergrößerung konnten bis zu 500 Pollen je Probe ausgezählt werden. Die Zählwerte der Pollen der Bäume, Sträucher und Kräuter sowie der Sporen der Tallophyta sind in Pollendiagrammen dargestellt. Die Basis der Berechnungen ist dabei die Summe aller Landpflanzenpollen = 100%. Dazu wurden die Programme TILIA und TILIA.GRAPH (GRIMM 1990) sowie TgView 2.0.2 (GRIMM 2000) genutzt. Die Pollendiagramme konnten darüber hinaus in lokale Pollenvergesellschaftungszonen (LPAZ) mittels Clusteranalyse (Programm MVSP, KOVACH 1998) gegliedert werden.

2. Das Untersuchungsgebiet

Die Bega hat fast 1 % Anteil am Einzugsgebiet der Weser, in das sie bei Bad Salzuflen über die Werre ihr Wasser enlässt³. Von der Quelle bei Barntrop bis zur Mündung in die Werre legt die Bega eine Strecke von etwa 41 km und 170 Höhenmetern durch eine typische Schichtstufenlandschaft zurück⁴. Die Luftlinienentfernung von der Quelle bis zur Mündung beträgt etwa 29 km. Sie ist der größte Nebenarm der Werre. Naturräumlich zählt das Gebiet zum Weserbergland⁵.

Die durchschnittlichen jährlichen Niederschläge im Gebiet liegen bei ca. 800-850 mm⁶. Eine Regenschatten-Wirkung durch den Teutoburger Wald ist bei den vorherrschenden Westwinden gegeben. Die Jahresdurchschnittstemperatur beläuft sich auf etwa 8 °C.

Das Untersuchungsgebiet umfasst das etwa 500 ha große Naturschutzgebiet „Begatal“ zwischen den Orten Barntrop und Brake bei Lemgo⁷ (Abb.1). Untersucht wurde damit der ca. 21 km lange östliche Teil des insgesamt ca. 41 km langen Verlaufs der Begaue⁸. Dabei handelt es sich um den relativ natürlich

³ Weitere bodenkundliche Kartierungen im Einzugsgebiet der Bega:

Bodenkarte 1 : 5000 zur landwirtschaftlichen Standorterkundung (BK5L), mit Erl. – hrsg. vom

Geologischen Landesamt Nordrhein-Westfalen; Krefeld. [Unveröff.]

Verfahren NSG Hardisser Moor (1988), Bearb. Höfemann, H.

Verfahren Bad Salzuflen/ Kreis Lippe (1989), Bearb. Faasen, H.

Verfahren WSG Barntrop/ Kreis Lippe (2000), Bearb. Höfemann, H.

Verfahren WSG Dörentrup-Humfeld (2003), Bearb. Deppe, A.

⁴ Zur Hydrologie der Region vgl. KELLER, H. (1901)

⁵ zur Landschaft Ostwestfalens vgl. GEOLOGISCHER DIENST NORDRHEIN-WESTFALEN (2003)

⁶ vgl. LIENENBECKER, H. (2001) sowie RINNE, W. [Hrsg.] (1993), S. 118

⁷ vgl. BEZIRKSREGIERUNG DETMOLD [Hrsg.] (2002)

⁸ für einen bodenkundlichen Überblick der Region vgl.:

Bodenkarte von Nordrhein-Westfalen 1 : 50 000 – hrsg. vom Geologischen Landesamt Nordrhein-Westfalen; Krefeld

Blatt 3918 Herford (1984), Bearb. Dubber, H.-J.

Blatt 4120 Bad Pyrmont (1989), Bearb. Dubber, H.-J.

Bodenkarte von Nordrhein-Westfalen 1 : 50 000 dig. – hrsg. vom Geologischen Landesamt Nordrhein-Westfalen; Krefeld

Blatt 3920 Rinteln (1996), Bearb. Betzer, H. J., Lau, E.

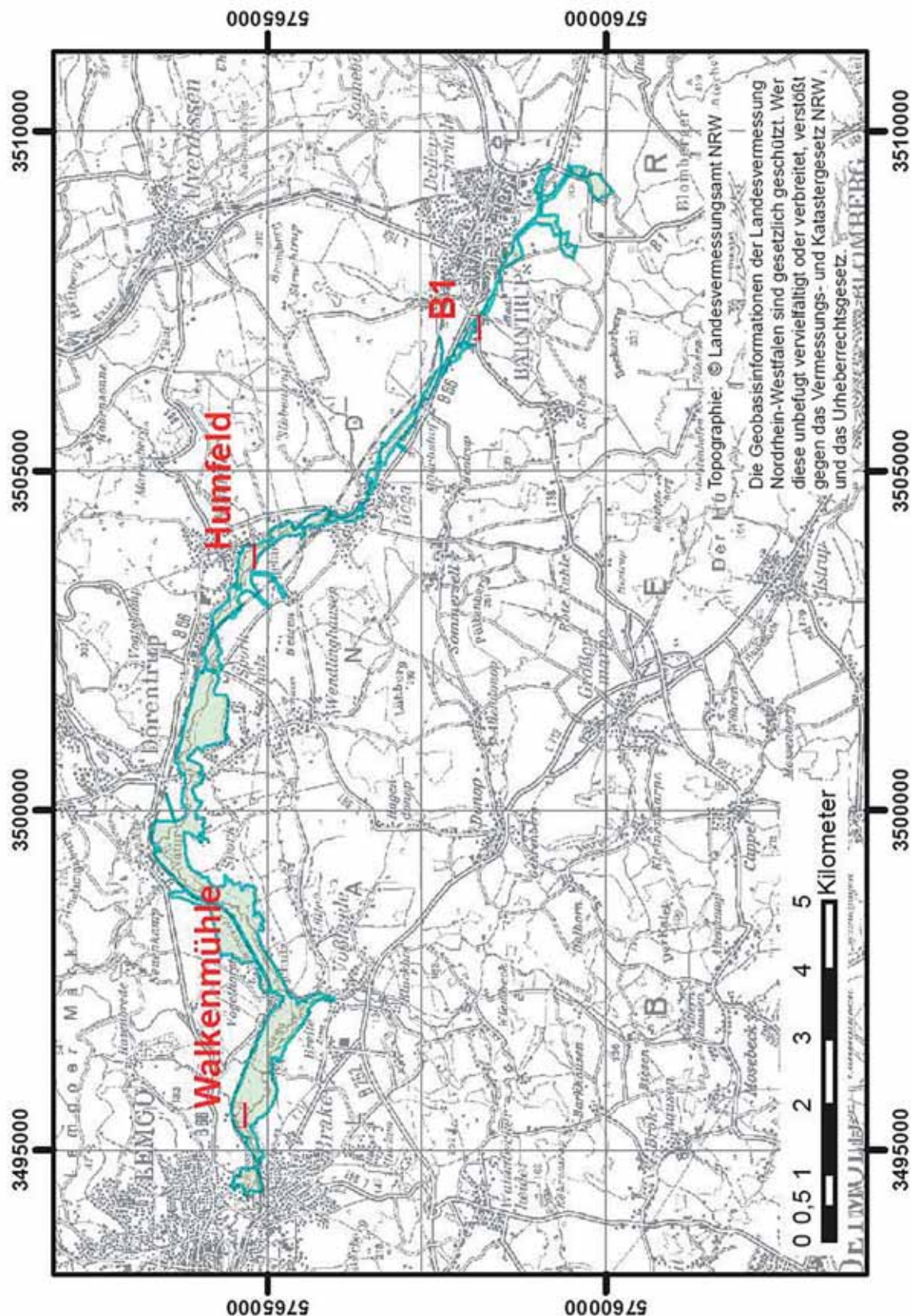


Abb. 1: Lage des Untersuchungsgebietes und der Bodenprofile

strukturierten Ober- und Mittellauf der Bega mit einigen Quellbachtälern und angrenzenden Waldflächen. Der Auenbereich des Untersuchungsgebietes zwischen Barntrop und Brake wird überwiegend als Wiese oder Weide genutzt. Vor allem das –im Vergleich zu anderen Auen dieser Größenordnung- relativ hoch anstehende Grundwasser in der Begaue bedingt in weiten Bereichen feuchte bis nasse Offenlandbiotope⁹. Der langjährige mittlere Abfluß liegt dort bei etwa 1 m³/s. Bei Niedrigwasser können die Abflußmengen auf 0,3 m³/s abfallen, bei Hochwasser auf etwa 14 m³/s ansteigen¹⁰.

3. Bodenkundlich-geologischer Überblick

Insgesamt konnten die vorgefundenen Böden des NSG Begatal in 81 verschiedene Legendeneinheiten eingeteilt werden. Die Böden wurden neben anderem¹¹ anhand des Grundwassereinflusses und ihrer Entstehungsart differenziert. So weisen über die Hälfte der Böden einen mehr oder weniger starken Grundwassereinfluss auf. Im Gebiet konnten 18 unterschiedliche Entstehungsarten festgestellt werden¹², die von anthropogenen Aufschüttungen über Kolluvialen Ablagerungen, Fließerden, umgelagerten Löss, Grundmoräne und tertiären Lockersedimenten bis hin zu Festgesteinen des Keupers und Juras reichen¹³. Humoser Auenlehm und Niederterrassensedimente treten dabei am häufigsten auf und sind bei über der Hälfte der Böden anzutreffen.

4. Verbreitung der überdeckten Niedermoore

Auf etwa 4 % der Fläche des Untersuchungsgebietes sind überdeckte Niedermoore vorzufinden. Begaabwärts treten diese Böden abschnittsweise in drei Hauptverbreitungsgebieten auf, so bei Humfeld, bei Dörentrup und bei Brake. Die Böden sind meist am Rand der Aue, in etwas tiefer liegenden Bereichen anzutreffen. Das größte zusammenhängende Vorkommen von überdeckten Niedermooren in der Begaue zwischen Barntrop und Lemgo liegt mit einer Fläche von etwa 6,4 Hektar und einem Niedermoortorfvolumen von geschätzten 52000 m³ etwa 600 Meter östlich der Walkenmühle bei Brake zwischen den Flurstücken „Elkenstück“ and „Bullerkamp“ nördlich der Bega. Neben den drei Hauptverbreitungsgebieten treten überdeckte Niedermoore immer wieder vereinzelt fast in der gesamten Aue auf.

Überdeckte Niedermoore sind anscheinend nicht selten und kommen in allen Regionen Nordrhein-Westfalens vor, z.B. im Pletschbachtal bei Lobberich, im Wesebachtal bei Beukenbeul, bei Überems in der Emsaue, im Nierstal bei Schiefbahn-Kaarst, im Salzet al bei Exter, in Quellbereichen des Birkelbaches bei Birkefehl, bei Moyland in der Rheinaue, im Schwalmtal bei Rickelrath, im Worringer Rheinbogen und in der Wupperaue.

⁹ zu Biotoptypen vgl. : LANDESANSTALT FÜR ÖKOLOGIE, BODENORDNUNG UD FORSTEN (2004)

¹⁰ vgl.: NIEDERSÄCHSISCHES LANDESAMT FÜR ÖKOLOGIE [Hrsg.] (2000)

¹¹ vgl. AG BODEN (1994), GEOLOGISCHES LANDESAMT NORDRHEIN-WESTFALEN (FACHINFORMATIONSSYSTEM BODENKUNDE) (2001a) und ders. (2001b)

¹² zur Definition der Genesen siehe: HINZE, C.; JERZ, H.; MENKE, B.; STAUDE, H. (1989): Geogenetische Definitionen quartärer Lockergesteine für die Geologische Karte 1 : 25 000 (GK 25). - Geol. Jb., A 112, S. 112 - 243, 3 Tab.; Hannover

¹³ zur Geologie des Gebietes vgl.:

Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000, m. Erl. – hrsg. vom Geologischen Landesamt Nordrhein-Westfalen; Krefeld

Blatt 3919 Lemgo (1998), Bearb. Farrenschon, J.

Blatt 4020 Blomberg (1995), Bearb. Farrenschon, J.

Geologische Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten 1 : 25 000, m. Erl., hrsg. von der Königlich Preußischen Geologischen Landesanstalt; Berlin

Blatt [3919] Lemgo (1917), Bearb. Mestwerdt, A.

Blatt [3920 Extertal] Bösingfeld (1916), Bearb. Kraiß, A., Renner, O., Mestwerdt, A.

Blatt [4020] Blomberg (1911), Bearb. Mestwerdt, A.

zur Hydrogeologie des Gebietes vgl.:

Hydrogeologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 50 000 – m. Erl. hrsg. vom Geologischen Landesamt Nordrhein-Westfalen; Krefeld

Blatt 3918 Herford (1984), Bearb. Deutloff, O.

5. Aufbau der überdeckten Niedermoore

Die Ergebnisse der Sondierbohrungen und der Profile haben gezeigt, dass sich die Überdeckten Niedermoore der Begaue in den meisten Fällen horizontal aus vier deutlich voneinander abgegrenzten Schichten zusammensetzen:

- Die Überdeckung (aus anthropogenen Aufschüttungen, Auenlehm oder Kolluvium)
- Der Niedermoorortof
- Frühholozäne humose Sedimente oder andere Sedimente
- Niederterrassensedimente

5.1 Die Überdeckung

Die Überdeckung kann aus anthropogenen Aufschüttungen (Profile Humfeld und Walkenmühle), Auenlehm (Profile B1) oder Kolluvium bestehen.

Niedermoore mit anthropogenen Aufschüttungen als Überdeckung kommen typischerweise in ebenen oder leicht muldenförmigen Bereichen, aber noch außerhalb eines möglichen kolluvialen Einflusses von den Seiten her vor. Die Böden sind hier wesentlich seltener von Hochwasserereignissen betroffen als Bereiche direkt am Gewässer. Es wird hier also auch weniger Bodenmaterial bei Hochflutereignissen abgesetzt als in unmittelbarer Nähe zum Gewässer. In einigen Bereichen der Begaue ist sogar ein regelrechter Uferwall von 1 bis 2 dm Höhe und 1 bis 2 m Breite zu erkennen, was bestätigt, dass direkt am Fließgewässer mehr Material abgelagert wird als weiter davon entfernt. Auch die Horizonte selbst lassen durch ihre Fleckigkeit nicht auf natürliche Sedimentationsprozesse schließen. Es müsste ein gravierendes Ereignis in der Sedimentführung der Aue sein, wenn zunächst eine lang andauernde Torfbildung abläuft, die dann plötzlich mit einer scharf abgegrenzten Überdeckung überall in der Aue beendet wird. Der Torf enthält auch keine mineralischen Schichten, die eine zeitweise Überflutungen nahe legen würden. Allerdings treten in einigen Bereichen organo-mineralische Mudden auf. Dabei handelt es sich um umgelagerten Torf. Die Mudden sind allerdings nicht Gegenstand dieser Betrachtung.

Niedermoore, die von Auenlehm oder Kolluvium bedeckt sind, kommen eher in wesentlich engeren Talabschnitten oder im äußersten Randbereich der Aue vor. In diesen Bereichen sind Kolluvien von Auenlehm kaum zu unterscheiden. Wahrscheinlich verzahnen sich die Sedimente sehr eng.

Auch an ihrer Horizontausprägung sind die Sedimente gut zu unterscheiden. Während die Horizonte mit anthropogenen Aufschüttungen einen „durchwühlten“ Eindruck machen (Flecken), wirken die Horizonte aus Auenlehm und Kolluvium wesentlich homogener und die Horizonte gehen ohne scharfe Grenze ineinander über.

Die Überdeckung der Niedermoore liegt auffallend oft zwischen 3 und 6 dm. Es sind meist grobbodenfreie Lehmschluffe, aus denen sich der Feinboden zusammensetzt. Die Tongehalte liegen oft bei 8 bis 17 %, die Schluffgehalte um 80 %, wobei der Grobschluff meist am stärksten vertreten ist. Die Sandgehalte liegen zwischen 1 und 10 %, wobei der Feinsandgehalt meist am höchsten ausfällt. Die pH-Werte liegen im schwach bis stark sauren Bereich. Die Schicht ist meist carbonatfrei, vereinzelt sehr carbonatarm. Die Humusgehalte liegen oft bei 2 bis 5 %, stellenweise auch über 15 % (anmoorig). Die Analysenwerte aus den Bodenprofilen zeigen bei einem Vergleich mit weiteren Analyseergebnissen von Auenablagerungen aus der Begaue insgesamt etwas höhere Tongehalte sowie leicht erhöhte Vanadium-, Kupfer-, Zink-, und Blei-Werte. Zum folgenden Torf ist die Überdeckung meist geradlinig und horizontal abgegrenzt, die Moorbildung wurde anscheinend abrupt beendet.

Die Überdeckung steht wahrscheinlich im Zusammenhang mit der landwirtschaftlichen Nutzung der Böden. Niedermoore sind bei der Beurteilung ihrer landwirtschaftlichen Nutzungseignung meist als „nicht sinnvoll nutzbar“ eingestuft, für die überdeckten Niedermoore kommt dagegen absolutes Grünland in Frage, das nach einer Senkung der Grundwasserstände sogar weidefähig wäre. Während bei den überdeckten Niedermooren die Trittfestigkeit und die Befahrbarkeit zwar stets eingeschränkt ist, ist sie bei den Niedermooren praktisch unmöglich. Beim Anbau von Nutzpflanzen ist bei den überdeckten Niedermooren sehr häufig mit einer Verzögerung des Vegetationsbeginns sowie einer Störung des Vegetationsverlaufs zu

rechnen, bei den Niedermooren besteht dagegen praktisch keine Wuchsmöglichkeit für landwirtschaftliche Nutzpflanzen. Überdeckte Niedermoore können bei Wiesennutzung sogar eine mittlere Ertragsfähigkeit aufweisen, wie das in der Begaue durchaus der Fall ist. Der Grundwasserstand spielt ebenfalls eine wichtige Rolle. Bei den überdeckten Niedermooren liegt er durch die hier etwa 3 bis 6 dm mächtige Überdeckung lediglich etwa 1 dm tiefer als bei einem Niedermoor, bei dem das Grundwasser üblicherweise bis zur Oberfläche, zeitweise sogar darüber steht. Die Wasserdurchlässigkeit hat sich allerdings von hoch bei Niedermooren zu mittel bei den überdeckten Niedermooren verschlechtert. Dadurch verursachte Staunässeerscheinungen sind hin und wieder in den Horizonten zu beobachten.

Es macht aus landwirtschaftlicher Sicht also durchaus Sinn, Niedermoore zu überdecken. In der Begaue zwischen Bartrup und Brake standen so etwa 20 Hektar mehr landwirtschaftliche Nutzfläche zur Verfügung. Vor 150 Jahren und früher war das vergleichsweise die Größe gleich mehrerer Höfe. Es liegt daher nahe, dass Niedermoore zur besseren landwirtschaftlichen Nutzung ganz gezielt überdeckt wurden.

Dass die Überdeckung solcher „Moorböden“ durchaus gängige Praxis war, wird auch aus der hier beispielhaft zitierten einschlägigen landwirtschaftlichen Fachliteratur des 19. Jahrhunderts deutlich: *„Der Moorboden ist unter allen Bodenarten der schlechteste“*¹⁴ war eine gängige Ansicht. So beschreibt J. N. VON SCHWERZ unter dem Kapitel: *„Das Erhöhen mooriger und versumpfter Gegenden“* die Technik des Ab- und Auftragens von Rasenplaggen: *„[...] plaggen den Rasen [...] säuberlich ab, und fahren den darunter ruhenden Grund nach der Tiefe, erhöhen daselbst den Boden [...] und schaffen auf diese Weise eine saure Wiese in eine süße um, in der Voraussetzung jedoch, daß wir vorläufig die nöthigen Entwässerungsgräben angebracht haben“*¹⁵. Das Prinzip war also, *„...daß man die zu hohen Stellen senkt, und dagegen die zu tiefen Stellen auffüllt.“*¹⁶ Und das *„Das Ueberstreuen der Wiese mit Erde muß von um so größerer Wirkung sein, je fruchtbarer die Erde und je schlechter die Wiese ist.“*¹⁷

Eventuell erfolgte der Auftrag auch in mehreren Schritten. J. G. SCHEYER schreibt dazu: *„Niedrig liegende Wiesen kann man dadurch verbessern, wenn man 2 bis 3 Zoll gute Erde darauf fährt. Zu hoch darf man mit einmal die Erde nicht darauf bringen, sonst ersticken die Graswurzeln und können nicht durchdringen. Ist die erste Erhöhung nicht hinreichend, so wiederholt man die 3 Zoll hohe Ueberfahrt mit Erde alle Jahre, bis man die gehörige Höhe erlangt hat; setzt sich die darüber geführte Erde zu fest so wird sie im Frühjahr aufgeegt. Wenn man fetten Schlamm oder Teich-Erde hat so kann die Erhöhung auch damit geschehen.“*¹⁸ Und bei K. F. SCHENK findet man den Hinweis: *„...daß man von Zeit zu Zeit (wenigstens alle 10 Jahre) gute, klare Erde, zarten Teichschlamm [...] auf die Wiese bringt und sie damit 1 Zoll dick gleichmäßig bedeckt...“*¹⁹. Wichtig war bei diesen Arbeiten u.a., dass das aufzutragende Material aus Kostengründen nicht weit transportiert werden musste. J. N. VON SCHWERZ fragt daher fast provokativ: *„Oft hat ein [...] hinfließender Bach nachtheilige hohe Ufer. Was hindert uns, an solchen Stellen die entbehrliche Erde wegzunehmen und unsere Wiese damit zu überdecken?“*²⁰ Auch bei J. G. SCHEYER findet sich ein Hinweis, Moorböden nutzbar zu machen: *„Man kann aber auch diese sumpfigen und versäuerten Flecken verbessern, wenn man [...] auf dieses reichlich Erde überführt.“*²¹ Wie Eingangs erwähnt, finden sich die überdeckten Niedermoore oft in Randsenken. Diese Bereiche lagen in der Regel etwas tiefer. Hier konnte sich mehr Wasser sammeln und der Grundwasserstand war hier höher als in der Nähe des Fließgewässers. Diese „Kessel“ oder „Vertiefungen“ konnten nach einem abgezogenen Hochwasser leicht identifiziert werden: *„Man beobachte also nach einer Überschwemmung ganz genau die Kessel oder Vertiefungen, in welchen das Wasser nach seinem Abzug aus dem größeren Theile der Wiese stehen bleibt, und ziehe wohlüberdachte Gräben oder wende die Drainage an [...]. Läßt sich die Sache wegen der Tiefe der Kessel nicht auf diesem Wege abfertigen, so suche man die Kessel [...] zu füllen“*²² lesen wir bei J. N. SCHWERZ.

¹⁴ vgl. PATZIG, G. C. (1857), S. 31

¹⁵ vgl. SCHWERZ, J. N. VON (1882), S. 173

¹⁶ vgl. SCHENK, K. F. (1843), S. 154

¹⁷ vgl. DÜNKELBERG, F. W. (1894), S. 34

¹⁸ vgl. SCHEYER, J. G. (1795), S. 59 f.

¹⁹ vgl. SCHENK, K. F. (1843), S. 161

²⁰ vgl. SCHWERZ, J. N. VON (1882), S. 174

²¹ vgl. SCHEYER, J. G. (1795), S. 57

²² vgl. SCHWERZ, J. N. VON (1882), S. 203

Es ist also durchaus denkbar, dass die Niedermoore in der Begaaue direkt überdeckt wurden. Zu welcher Zeit genau bleibt allerdings ungewiss²³.

Die Herkunft des Bodenmaterials ist ebenfalls nicht klar. Es gibt aber einige Hinweise darauf, dass der Anfall von Sedimenten aus Gräben und Teichen ganz beträchtlich war und dass diese Sedimente auf landwirtschaftlichen Flächen aufgebracht wurden. J. N. VON SCHWERZ schreibt dazu: „Außer dem Stallmiste bedient man sich [...] auch [...] der Erde aus Fanggräben [...]. Man gräbt nämlich an allen niederen Stellen am Rande der Wege u.s.w. Löcher oder Gräben aus, um die mit dem Regenwasser fortströmende Dammerde, Thon und Dungtheile aufzufangen, und selbe später mit anderem Dung wieder aufs Feld zurückzubringen.“²⁴

In der Gemarkung Wendlinghausen, nur wenige Kilometer vom Untersuchungsgebiet entfernt, existierten im Jahr 1756 ca. 11,5 km Hecken. An allen Hecken führten Gräben von ca. 2 Fuß (ca. 60 cm) Tiefe und 3 Fuß (ca. 90 cm) Breite entlang²⁵. Sie fungierten auch als Sedimentfalle für abgeschwemmten Oberboden. Diese Gräben wurden in regelmäßigen Abständen ausgehoben und das Material wurde auf den Feldern verteilt. Ebenso wurden Teiche und z.B. die Gräfte um das Schloß Wendlinghausen ausgehoben. Für die Zeit von 1830 bis 1840 liegen Zahlen aus damaligen Pachtverträgen vom Gut Wendlinghausen vor. So wurden in diesem Zeitraum von 10 Jahren ca. 9800 Fuder (ca. 12000 t) Sedimente aus Gräben und Teichen auf den Feldern verteilt²⁶.

5.2 Der Niedermoortorf

Als zweite Schicht folgt meist stark bis sehr stark zersetzter Niedermoortorf, der auffallend oft um 6 dm mächtig ist, wie zahlreiche Bohrungen gezeigt haben. Stellenweise ist er auch 6 bis 9 dm, vereinzelt sogar über 16 dm mächtig. Der Torf liegt immer im ständig grundwasserbeeinflussten Bereich. Der Niedermoortorf nimmt in der Begaaue zwischen Barntrop und Brake ein Volumen von mindestens rund 154000 m³ (= ca. 57000 t trocken) ein. Farblich herrschen bräunlichschwarze bis schwarze Farbtöne vor. Der Torf ist meist carbonatfrei, vereinzelt auch sehr schwach carbonathaltig. Nach Analysenwerten sind die Torfhorizonte mittel bis sehr stark zersetzt und weisen ein mittleres bis hohes Substanzvolumen auf. Die Humusgehalte schwanken und liegen –aufgrund des stellenweise hohen Gehaltes subrezenter Wurzeln– oft zwischen 70 und 90 %, stellenweise nur bei 20 bis 40 %. Der Glühverlust des beprobten, zum Teil stark zersetzten Niedermoortorfes liegt gelegentlich bei über 80 bis 90 %, stellenweise aber nur bei 30 bis 50 %. Die C/N-Verhältnisse sind meist mäßig eng bis mittel, die C/P-Verhältnisse schwanken und können mäßig eng bis sehr weit sein. Die pH- Werte liegen zwischen 5,1 und 5,6. Der Torf ist damit als sauer einzustufen. Stellenweise ist eine Schichtung unterschiedlicher Zersetzungsgrade des Torfes erkennbar.

Eine Niedermoorbildung findet im NSG Begatal heute nicht mehr statt, da alle Niedermoore eine Überdeckung tragen. Lediglich in einigen anmoorigen Bereichen kann eine neue Moorbildung einsetzen. Auf den „ehemaligen“ Niedermoores wurde der Prozess mit der Überdeckung beendet.

5.3 Die frühholozänen humosen Sedimente oder andere Sedimente

Als dritte Schicht folgen unter dem Torf stellenweise Auenablagerungen. Darauf deuten humose Auenablagerungen hin, die stellenweise unter dem Niedermoortorf zu finden sind.

In vielen Fällen dürfte es sich bei den Sedimenten wohl um altholozäne, fluviatile Feinsedimente handeln. Sie wurden anscheinend schon vor dem Beginn der Niedermoorbildung abgelagert, wie z.B. im

²³ zur historischen Landschaft vgl.:

Karte vom Fürstenthum Lippe im Maßstab 1 : 80 000. - hrsg. von der Fürstlich-Lippischen Regierung (1887). Neudruck v. Landesvermessungsamt Nordrh.-Westf. in Verb. m. Landesverband Lippe u.a. (1982); Bonn

Übersichtskarte des Fürstenthums Lippe in 6 Sectionen, Maßstab 1 : 25 000 (1881-83, ergänzt 1885-86). Neudruck v. Landesvermessungsamt Nordrhein-Westfalen in Verb. m. Landesverband Lippe u.a. (1982); Bonn

²⁴ vgl. SCHWERZ, J. N. VON (1836), S. 95

²⁵ vgl. REDEN, D. VON (ohne Jahresangabe), S. 24.

²⁶ vgl. REDEN, D. VON (ohne Jahresangabe), S. 26 f.

Bodenprofil Walkenmühle und Humfeld. Dort liegt das Sediment zwischen dem Torf und den Niederterrassensedimenten. Wahrscheinlich handelt es sich um umgelagerten Löss. Er bildete dann den subhydrischen Boden, auf dem sich das Niedermoor bildete. Die Humosität deutet möglicherweise auf eine einsetzende Biomassenproduktion im Präboreal hin. Die Schicht scheint stellenweise nur wenige dm, teilweise aber über 10 dm mächtig zu sein. Die Sedimente bestehen meist aus sehr schwach bis schwach humosen, Sand- oder Lehmschluffen mit einem auffällig hohen Grobschluff- und Feinstsandanteil. Stellenweise ist das Sediment sehr schwach grusig-kiesig ausgebildet. Der Grobboden setzt sich dann aus Ton-, Schluff- und Sandsteinen des Keupers zusammen. Gelegentlich kann in der Schicht Wiesenkalk als Feingrus enthalten sein. Vereinzelt sind die Sedimente sehr carbonatarm und liegen immer im ständig grundwasserbeeinflussten Bereich.

5.4 Die Niederterrassensedimente

Bis zur Erkundungstiefe 2 m folgen oft Niederterrassenablagerungen (vierte Schicht). Die Niederterrassenablagerungen sind farblich variabel mit vorherrschend gräulich gelbbraunen und trüb gelblichbraunen Farbtönen. Unter ständigem Grundwassereinfluss nehmen sie graue, im Schwankungsbereich des Grundwassers gelblichbraune Farbtöne an. Die Ablagerungen sind locker gelagert und nie humos. Der Feinboden ist zum Teil carbonathaltig. Er besteht im östlichen Teil des Untersuchungsgebietes aus sandigen oder tonigen Schluffen, im westlichen Teil dagegen aus lehmigen Sanden, sonst auch aus tonigen Lehmen. Die Niederterrassenablagerungen sind meist mittel bis stark grobbodenhaltig (grusig-kiesig oder schotterig-kiesig). Der Grobboden setzt sich aus Ton-, Schluff- und Sandsteinen zusammen. Nur sehr selten sind auch Feuersteine enthalten. Der Grobboden entspricht petrographisch den anstehenden Gesteinen im Einzugsgebiet der Bega (hauptsächlich Keuper). Die Bodenarten sind stellenweise geschichtet. Die Niederterrassenablagerungen sind unterschiedlich mächtig. Sie reichen von einigen Dezimetern bis über die Erkundungstiefe von 2 m hinaus und sind ein glazifluviatiles Sediment. Die Niederterrassenablagerungen entstanden durch Auffüllung frühglazialer Rinnen, daher fehlt hier eine Terrassenkante. Die Niederterrassenablagerungen der Begaaue werden immer von Auenablagerungen bedeckt.

6. Die Bodenentwicklung

Die Bodenentwicklung der überdeckten Niedermoore in der Begaaue ist durch das meist sehr flach bis flach anstehende Grundwasser, die Entstehung der oberen Schicht, der Auenlage sowie durch den überdeckten Niedermoorortorf gekennzeichnet. Da die Niedermoorbildung einst eine eigenständige Bodenentwicklung war, welche mit der Überdeckung beendet wurde, liegt hier nach der deutschen Kartiermethode ein Überlagerungsfall vor. Die überdeckten Niedermoore sind meist sehr stark grundwasserbeeinflusst. Die Schwankungsamplitude des Grundwassers ist dabei normal und liegt meist bei etwa 4 dm. Der ständig grundwassererfüllte Raum beginnt gewöhnlich ab einer Tiefe von 4 dm unter Geländeoberfläche. Die Wasserdurchlässigkeit ist insgesamt mittel. Stauwassereinflüsse sind eher selten zu beobachten. Die Kationenaustauschkapazität der Böden ist meist gering. Die landwirtschaftliche Nutzungseignung aus bodenkundlicher Sicht ist aufgrund der Lage im Überflutungsbereich absolutes Grünland, das nach einer Senkung der Grundwasserstände weidefähig wäre. Die Befahrbarkeit ist aufgrund des Grundwassereinflusses stets eingeschränkt, die Böden sind nicht trittfest. Beim Anbau landwirtschaftlicher Nutzpflanzen ist sehr häufig mit einer Verzögerung des Vegetationsbeginns sowie mit einer Störung des Vegetationsverlaufs zu rechnen. Die Böden sind sehr gering durchwurzelbar. Der Kapillaraufstieg von Grundwasser in den effektiven Wurzelraum ist extrem hoch. Es besteht Überflutungsgefahr bei Hochwasserereignissen. Insgesamt sind es Böden mit mittlerer bis geringer Ertragsfähigkeit. Unter waldbaulichen Aspekten würde es sich um nasse, tonige Schluffböden handeln. Das sehr flach bis flach anstehende Grundwasser führt zu einer permanenten, ganzjährigen Wassersättigung nahezu des gesamten Boden-Porenvolumens, wodurch ein extremer Luft- und Wärmemangel entsteht. Es würde ein extrem hohes Sturmwurfisiko für nicht angepasste Baumarten bestehen. Eine häufigere Überflutung dieser Standorte ist aufgrund der Auenlage wahrscheinlich und müsste daher bei der Baumartenwahl berücksichtigt werden. Es handelt sich insgesamt um waldbaulich sehr ungünstige Standorte mit sehr geringer Ertragsleistung und sehr engem Baumartenspektrum.

Profilname:	B 1	Humfeld	Walkenmühle
Datum Beprobung:	11.09.2001	11.09.2001	19.11.2001
Bodentyp	Vega-Gley über tiefem Niedermoor	Flacher Auen-Anmoorgley über Niedermoor	Flacher Auengley über Niedermoor
Rechts- Hoch-Werte:	R 3507115 H 5761940	R 3503740 H 5765260	R 3495515 H 5765395
müNN:	169	141	100,5
TK25:	4020 Blomberg	3920 Extertal	3919 Lemgo
DGK5:	4020 (4) Barntrop	3920 (26) Humfeld	3919 (28) Brake
Einsender:	Fb 15, Dipl.-Ing. (FH) Deppe		
Bearbeiter:	Fb 36, Dr. Stritzke		
Aktenzeichen:	36.30/04-Str	36.30/03-Str	36.30/04-Str
GD-Archiv-Nr.:	12094	12319	12321
14C-Analyse	nein	nein	Hv 25296 12321:9 1,23-1,25 m u. GOF 14C-Alter Jahre v. h.: 8485 +- 55 BC 7580-7520

7. Die Bodenprofile

Zur genaueren Untersuchung der überdeckten Niedermoore wurden drei Bodenprofile in repräsentativen Bereichen der Begaaue angelegt. Es sind dies die Bodenprofile „B1“, „Humfeld“ und „Walkenmühle“. Sie liegen regelmäßig verteilt in der Begaaue. Profil B1 befindet sich im Osten des NSG Begatal, Profil Humfeld etwa in der Mitte und Profil Walkenmühle ganz im Westen des Untersuchungsgebietes. Tabelle 1 zeigt die Basisdaten der untersuchten Profile. Im Anhang sind die Ergebnisse der bodenchemischen Untersuchung tabellarisch aufgeführt.

Tabelle 1: Basisdaten der pollenanalytisch beprobten Bodenprofile in der Begaaue

7.1. Bodenprofil B1

Bei dem Bodenprofil „B1“ südwestlich des Ortes Barntrop wird der Niedermoortorf von Auenlehm bedeckt. Das Profil liegt im Überflutungsbereich der Begaaue. Die Umgebung des Bodenprofils wird momentan nicht genutzt, sie liegt brach. Die Bega hat sich hier etwa zwei Meter tief in die Ablagerungen eingeschnitten und Schichten freigelegt. Das Bodenprofil B1 wurde daher an einem gut zugänglichen Prallhang angelegt (Abb. 2)

7.1.1. Bodenkundliche Charakterisierung

Beim Bodenprofil B1 handelt es sich um den Bodentyp „Vega-Gley über tiefem Niedermoor“. Diese Böden sind überwiegend im östlichen Teil der Begaaue anzutreffen. Für sie ist typisch, dass unter einer Schicht Auenablagerungen gelegentlich limnische Mudden anzutreffen sind, auf die bis zu Erkundungstiefe meist Niederterrassenablagerungen folgen. Der Grundwasserschwankungsbereich bewegt sich im Bereich 3 bis 12 dm unter Geländeoberfläche. Die Böden sind damit als grundwassergeprägt zu bezeichnen.

Am Bodenprofil B1 konnten fünf Schichten differenziert werden:

0-118 cm

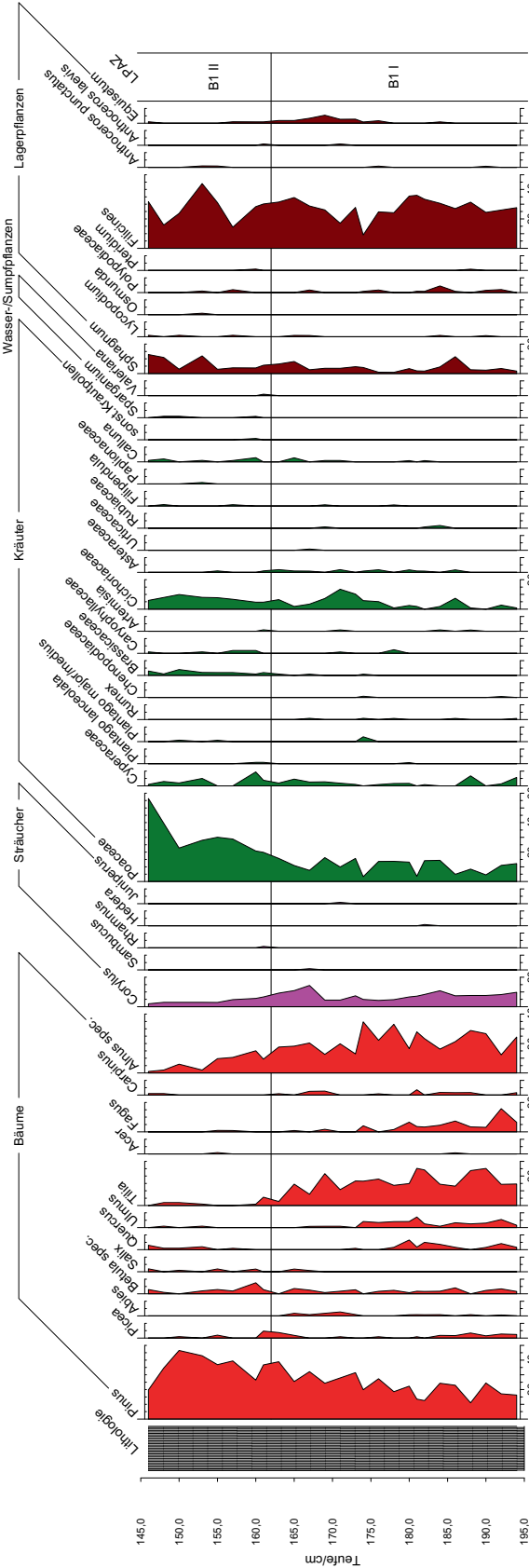
Der Feinboden der 118 cm mächtigen ersten, oberen Schicht besteht aus Auenlehm. Er setzt sich aus grobbodenfreien Lehmschluffen zusammen. Die Schicht liegt im Schwankungsbereich des Grundwassers. Bohrungen in der Umgebung des Bodenprofils haben gezeigt, dass die Schicht dort etwa 9 bis 12 dm mächtig sein kann. Die Analysen des Bodenprofils haben ergeben, dass der Tongehalt der Lehmschluffe bei etwa 14 % liegt, der Schluffgehalt bei etwa 82 %, wobei die Grobschlufffraktion am stärksten vertreten ist. Der Sandgehalt beträgt etwa 1,6 %, wobei hier die Feinstsandfraktion am stärksten hervortritt. Im



Abb. 2: Bodenprofil B1



Abb. 4: Bodenprofil Humfeld



Analyse: Stritzke

Abb. 3: Pollendiagramm des Bodenprofils B1

mineralischen Oberbodenhorizont ist der pH-Wert sehr schwach alkalisch, was eventuell nutzungsbedingte Ursachen hat. Etwas tiefer belegen die pH-Werte ein schwach saures Milieu. Die Kalziumcarbonat-Gehalte zeigen sehr carbonatarmer Verhältnisse an. Die Humusgehalte liegen bei fast 5 % im mineralischen Oberbodenhorizont und gehen auf etwa 1 % im schwach grundwasserbeeinflussten unteren Bereich der Schicht herunter. Das C/N-Verhältnis ist im mineralischen Oberbodenhorizont eng, das C/P-Verhältnis sogar sehr eng. Die Basensättigung liegt in der gesamten Schicht bei 100 %; damit sind die Böden als sehr basenreich zu bezeichnen. Die chemischen Analysen zeigen außerdem, dass die Chrom-, Nickel-, Barium- und vor allem die Blei- und Kupfer-Werte im oberen Profilbereich leicht erhöht sind.

118-146 cm:

In der Tiefe von 118 bis 146 cm folgt als zweite Schicht eine 28 cm mächtige, stark humose, organo-mineralische Schluffmudde. Sie liegt im ständig grundwassererfüllten Bereich und besteht aus sehr carbonatarmen, grobbodenfreien, Lehmschluffen. In der näheren Umgebung des Bodenprofils ist ebenfalls eine sehr carbonatarmer, allerdings extrem humose, Mudde anzutreffen. Sie ist dort etwa 10 dm mächtig. Die Gesamtmächtigkeit konnte allerdings nicht ermittelt werden, da die Mudden teilweise über die Erkundungstiefe von 2 m hinaus reichen. Dort besteht sie aus Lehmschluffen und sehr stark zersetztem Niedermoortorf. Die Lehmschluffe haben einen Tongehalt von etwa 10 % und einen Schluffgehalt von etwa 87 %, wobei die Grobschlufffraktion überwiegt. Der Sandgehalt beträgt etwa 3 % (Feinstsandfraktion dominiert). Die chemischen Analysen des Bodenprofils belegen saure Verhältnisse in der gesamten Schicht. Die Kalziumcarbonatgehalte liegen unter 0,5 %, die Humusgehalte der organo-mineralischen Mudde bei etwa 6 %. Letztere ist damit als stark humos einzustufen. Die Basensättigung ist 100 %. Die Schwermetallanalysen ergaben keine besonderen Ergebnisse. Alle Werte liegen im „normalen“ Bereich.

146-195 cm:

Als dritte Schicht folgt von 146 bis in eine Tiefe von 195 cm eine 49 cm mächtige Lage aus sehr stark zersetztem Niedermoortorf. Sie wird ständig vom Grundwasser beeinflusst. In der Umgebung des Bodenprofils ist diese Schicht nicht ausgebildet. Dort ist der Torf eher Bestandteil von stark humosen, tonig-schluffigen organo-mineralischen Mudden. Die Analysen des Bodenprofils zeigen saure Verhältnisse im Niedermoortorf an. Die Humusgehalte liegen bei 20 bis 40 %, der Glühverlust liegt bei 30 bis 50 %. Der Niedermoortorf weist ein mäßig enges C/N- und C/P-Verhältnis auf. Die Magnesium-, Aluminium-, Phosphor-, Kalium-, Vanadium-, Chrom-, Kupfer-, Zink-, Cadmium- und Barium-Gehalte nehmen von oben nach unten zu, die Schwefel-, Calcium- und Mangan-Gehalte dagegen von oben nach unten ab.

195-231 cm:

Unter dem Torf folgt von 195 cm bis in eine Tiefe von 231 cm als vierte Schicht ein 36 cm mächtiges, fluviatiles, holozänes Feinsediment aus sehr carbonatarmen, humosen Lehmschluffen. Es wird ständig vom Grundwasser beeinflusst. Auch in der Umgebung des Bodenprofils ist dieses Sediment vereinzelt unter Auenablagerungen anzutreffen. Dort sind es sehr schwach humose bis humose, zum Teil sehr schwach grusige, 1 bis 4 dm mächtige Lehmschluffe. Die Gesamtmächtigkeit konnte nicht ermittelt werden, da das Sediment über die Erkundungstiefe hinaus reicht. Eventuell handelt es sich hier um ältere Auenablagerungen. Die Analysen des Bodenprofils zeigen, dass die tonigen Schluffe etwa 10 % Ton und 75 % Schluff aufweisen. Der Grobschluff ist die stärkste Fraktion. Sand ist mit etwa 13 % beteiligt, wobei auch hier der Feinstsand dominiert. Der pH-Wert ist schwach sauer. Die Kalziumcarbonatgehalte zeigen in der Schicht sehr carbonatarmer Verhältnisse an. Die Humusgehalte liegen bei 3 %. Das C/N-Verhältnis ist im oberen Profilbereich dieser Schicht eng, das C/P-Verhältnis sehr eng. Die Basensättigung liegt bei 100 %. Die chemischen Analysen zeigen darüber hinaus keine Besonderheiten.

231-278 cm:

Ab einer Tiefe von 231 cm bis zur Profilbasis von 278 cm unter Gelände folgen dann als fünfte, unterste Schicht Niederterrassenablagerungen. Sie werden ständig vom Grundwasser beeinflusst und bestehen hier aus sehr stark grusigen, carbonatreichen, humusfreien Lehmsanden. Der Grobboden setzt sich aus Sand- und Schluffsteinen des Keupers zusammen. Auch an einigen Prallhängen, einige Meter Begauf- und abwärts, ist deutlich zu erkennen, dass die Niederterrassenablagerungen ab einer Tiefe von etwa 23 dm folgen. Sie sind an der fehlenden Humosität und dem gut kantengerundeten, kiesigen Grobboden zu erkennen. In der Umgebung des Bodenprofils kann die Niederterrasse auch schon ab einer Tiefe von etwa 11 bis 14 dm unter Gelände anstehen. Dort besteht sie aus stark grusig-kiesigen tonigen Lehmen oder lehmigen Sanden. Zu den morphologisch höher liegenden Randbereichen in der Umgebung des Pro-

files werden die Niederterrassenablagerungen von stark steinigen Basislagen aus Schlufftonen abgelöst. Die Analysenergebnisse des Bodenprofils belegen Tongehalte bei etwa 10 % sowie Schluffgehalte bei 30 % mit einem Schwerpunkt bei den Grobschluffen. Sand ist mit knapp 60 % vertreten, wobei der Grobsand dominiert. Der pH-Wert der Niederterrassenablagerungen ist schwach alkalisch. Hier fallen etwas höhere Kalziumcarbonatgehalte auf, die bei etwa 11 % liegen. Die Humusgehalte liegen bei 0,3 %. Die Basensättigung ist 100 %. Alle weiteren Werte liegen im „normalen“ Bereich.

7.1.2. Pollenflora

Gleichmäßig verlaufende Pollenkurven über die gesamten organischen Bodenhorizonte des Bodenprofils (118-195 cm) indizieren eine kontinuierliche Sedimentation ohne Erosion oder Omission (Abb. 3). Dominierte Gehölze sind die Kiefer (Pinus) mit allmählich zunehmenden Anteilen, die Linde (Tilia), Erle (Alnus) und Hasel (Corylus) mit abnehmenden Quoten. Die Kurve der Buche (Fagus) ist im unteren Teil des Profils auf niedrigem Niveau geschlossen; in den oberen 20 cm des Profils ist sie nur sporadisch vertreten. Hier dominieren Kräuter, vor allem die Süßgräser (Poaceae), die in der obersten Probe 60% der Pollensumme erreichen. Ansteigende Quoten weisen auch die anderen Kräuter auf, vor allem die Korb- (Cichoriaceae) und die Kreuzblütler (Brassicaceae). Da auch Apophyten wie der Spitzwegerich (Plantago lanceolata) und Großwegerich (Plantago major) auftauchen, dokumentiert der allmähliche Wechsel in der Vegetation von einer Wald- zu einer offenen Landschaft den wachsenden anthropogenen Einfluss.

Da alle Florenelemente sich nur allmählich ändern, wandten wir die Clusteranalyse an, wodurch eine Teilung des Pollendiagramms in 2 lokale Pollenvergesellschaftungszonen bei 162 cm Teufe möglich wurde, die den Zonen XI und XII sensu OVERBECK entsprechen, i.e. das spätere Subatlantikum.

7.2. Bodenprofil Humfeld

7.2.1. Bodenkundliche Charakterisierung

Das Bodenprofil Humfeld liegt südlich der Ortschaft Humfeld im Überflutungsbereich der Begaue. Der Niedermoorort wird hier von anthropogenen Aufschüttungen bedeckt (Abb. 4). Die Böden in der Umgebung des Bodenprofils sind sehr stark grundwassergeprägt. Das Grundwasser hat eine normale Schwingungsamplitude und bewegt sich im Bereich 0 bis 3 dm unter Geländeoberfläche. Beim Profil Humfeld handelt es sich um den Bodentyp „Flacher Auen-Anmoorgley über Niedermoor“. Der obere Profilbereich weist Humusgehalte im anmoorigen Bereich auf. In der Umgebung des Bodenprofils ist der obere Profilbereich jedoch nur vereinzelt anmoorig, so dass insgesamt Böden ohne anmoorigen Oberboden überwiegen. Das Bodenprofil Humfeld weist drei gut differenzierbare Schichten auf:

0-29 cm:

Die erste, obere Schicht ist 29 cm mächtig und setzt sich aus Lehmschluffen zusammen. Dabei handelt es sich um eine anthropogene Aufschüttung. Die Schicht wird ständig vom Grundwasser beeinflusst. In der Umgebung des Bodenprofils ist die Schicht etwa 2 bis 8 dm mächtig. Die Analysenergebnisse belegen Tongehalte bei etwa 15 % und Schluffgehalte bei etwa 80 %, wobei Grob- und Mittelschluff dominieren. Sand macht durchschnittlich 6 % aus, wobei Feinstsand und Grobsand stärker vertreten sind. Die pH-Werte liegen im stark sauren bis sauren Bereich. Der Oberboden ist als anmoorig zu bezeichnen, da die Humusgehalte etwa 16 % betragen. Das C/N-Verhältnis im Oberboden ist eng, das C/P-Verhältnis mäßig eng. Die Basensättigung liegt bei 91 bis 98 %. Damit sind die Böden als sehr basenreich einzuordnen. Die Chrom-, Nickel-, Zink-, Barium- und vor allem die Blei-Werte sind im stark sauren Oberboden leicht erhöht.

29-126 cm:

Von 29 cm bis in eine Tiefe von 126 cm folgt als mittlere, zweite Schicht ein 97 cm mächtiger, stark bis sehr stark zersetzter Niedermoorort. Er wird ständig vom Grundwasser beeinflusst. Im unteren Bereich der Schicht, ab etwa 64 cm Tiefe, ist der Torf etwas stärker zersetzt als im oberen Bereich. Im Grenzbereich der Schichten sind Reste von Wurzeln zu erkennen. In der Umgebung des Bodenprofils reicht der meist stark zersetzte Torf bis in eine Tiefe von etwa 5 bis 18 dm. Dort weist er stark unterschiedliche Mächtigkeiten auf. Er ist stellenweise 2 bis 7 dm, kann aber auch 10 bis 16 dm mächtig sein. Die pH-Werte des Torfes bewegen sich im sauren Bereich. Die Humusgehalte liegen bei etwa 67 %, der Glühverlust bei etwa 81 %. Der Torf weist ein mäßig enges C/N-Verhältnis und meist ein weites C/P-Verhältnis auf. Die Schwefel- und Chrom-Gehalte nehmen von oben nach unten zu, die Mangan-Gehalte von oben nach unten ab.

126-140 cm:

Von 126 cm bis zur Profilbasis, die hier bei 140 cm unter Geländeoberfläche liegt, folgt als dritte, untere Schicht ein schwach humoses, fluviales, altholozänes Feinsediment aus Lehmschluffen. Sie sind sehr schwach steinig oder grusig sowie sehr schwach feinkiesig. Der Grobboden setzt sich aus Sand-, Schluff- und Tonsteinen des Keupers zusammen. Das Sediment wird ständig vom Grundwasser beeinflusst. Wahrscheinlich ist es der subhydrische Boden, auf dem sich das Niedermoor bildete. Auch in der Umgebung des Bodenprofils sind derartige Sedimente anzutreffen. Dort reichen sie bis in Tiefen von 13 bis 19 dm, die Mächtigkeit liegt bei wenigen dm bis über 12 dm. Da sie oft über die Erkundungstiefe hinaus reichen, konnte die Gesamtmächtigkeit nicht erfasst werden. Sie bestehen dort aus schwach humosen, sehr schwach grusig-kiesigen, Sand- oder Lehmschluffen. Die Tongehalte liegen bei 9 % und die Schluffgehalte bei 77 %, wobei der Grobschluff die stärkste Fraktion bildet. Sand, vor allem Feinsand, macht etwa 13 % aus. Der pH-Wert ist neutral; die Kalziumcarbonatgehalte zeigen einen mittleren Carbonatgehalt. Eventuell liegt das an Gesteinen der Muschelkalk-Formation, die vereinzelt im Einzugsgebiet der Bega anstehen und sich dann an der Zusammensetzung der Bodenarten beteiligen. Mit Humusgehalten bei 1,3 % sind die Sedimente schwach humos. Das C/N-Verhältnis ist mäßig weit, das C/P-Verhältnis sehr eng. Die Basensättigung beträgt 100 %. Die Schwermetallanalysen zeigen keine Besonderheiten. In der Umgebung des Bodenprofils sind als weitere Schicht Niederterrassensedimente ab einer Tiefe von etwa 13 bis 19 dm unter Gelände anzutreffen. Im Profil Humfeld fehlen sie allerdings.

7.2.2. Pollenflora

Bei 92 cm kann der organische Horizont des Bodenprofils in zwei lokale Pollenvergesellschaftungszonen unterteilt werden (Abb. 5):

HUM I

Die untersten Schichten werden von Pollen der Kiefer, der Süß- und Riedgräser (Cyperaceae) beherrscht. Darüber hinaus ist die Birkenkurve (Betula) geschlossen. Andere Florenelemente sind unbedeutend. Es fanden sich lediglich einzelne Pollenkörner der Weide (Salix), Linde, Erle, Hasel und Beifuß (Artemisia). Diese Vergesellschaftung charakterisiert die Standard-Pollenzone V sensu OVERBECK, die das Präboreal markiert.

HUM II

Eine scharfe Sedimentationsgrenze in einer Tiefe von 92 cm weist auf eine Omission hin. Offenkundig ist ein starker Abfall winterharter Gehölze, während thermophile Elemente zunehmen. Der Eichenmischwald ist durch alle Mitglieder gut repräsentiert, besonders durch die Linde. Die Buchenkurve ist geschlossen und weist einige lokale Maxima auf, die fast 20% der Pollensumme erreichen. Auch die Hasel ist zu Beginn der Zone gut repräsentiert, ihre Kurve nimmt jedoch im weiteren Verlauf der LPAZ ab. Kräuter sind rar; es gibt keine Art mit einer geschlossenen Kurve. Nur von den Korbblütlern lassen sich höhere Quoten nachweisen. Die Vergesellschaftung entspricht der Standard-Pollenzone X sensu OVERBECK, dem Subatlantikum.

7.3. Bodenprofil Walkenmühle

7.3.1. Bodenkundliche Charakterisierung

Das Bodenprofil Walkenmühle liegt östlich der Ortschaft Brake in der Nähe der ehem. Walkenmühle zwischen den Flurstücken Bullernkamp und Elkenstück. Der Niedermoorort wird hier von einer anthropogenen Aufschüttung bedeckt. Das Bodenprofil Walkenmühle (Abb. 6) lässt sich dem Bodentyp „Flacher Auen-Gley über Niedermoor“ zuordnen. Die physiologische Gründigkeit ist flach. Die Böden in der Umgebung des Profils sind sehr stark grundwassergeprägt.

Das Profil weist drei Schichten auf:

0-21 cm:

Die 21 cm mächtige obere Schicht besteht aus sehr schwach staunassen, bräunlich-schwarzen (2.5Y3/2), sehr stark humosen, carbonatfreien Lehmschluffen mit mittlerer, rezenter Durchwurzelung. Dabei handelt es sich um eine anthropogene Aufschüttung. Die Schicht wird ständig vom Grundwasser beein-

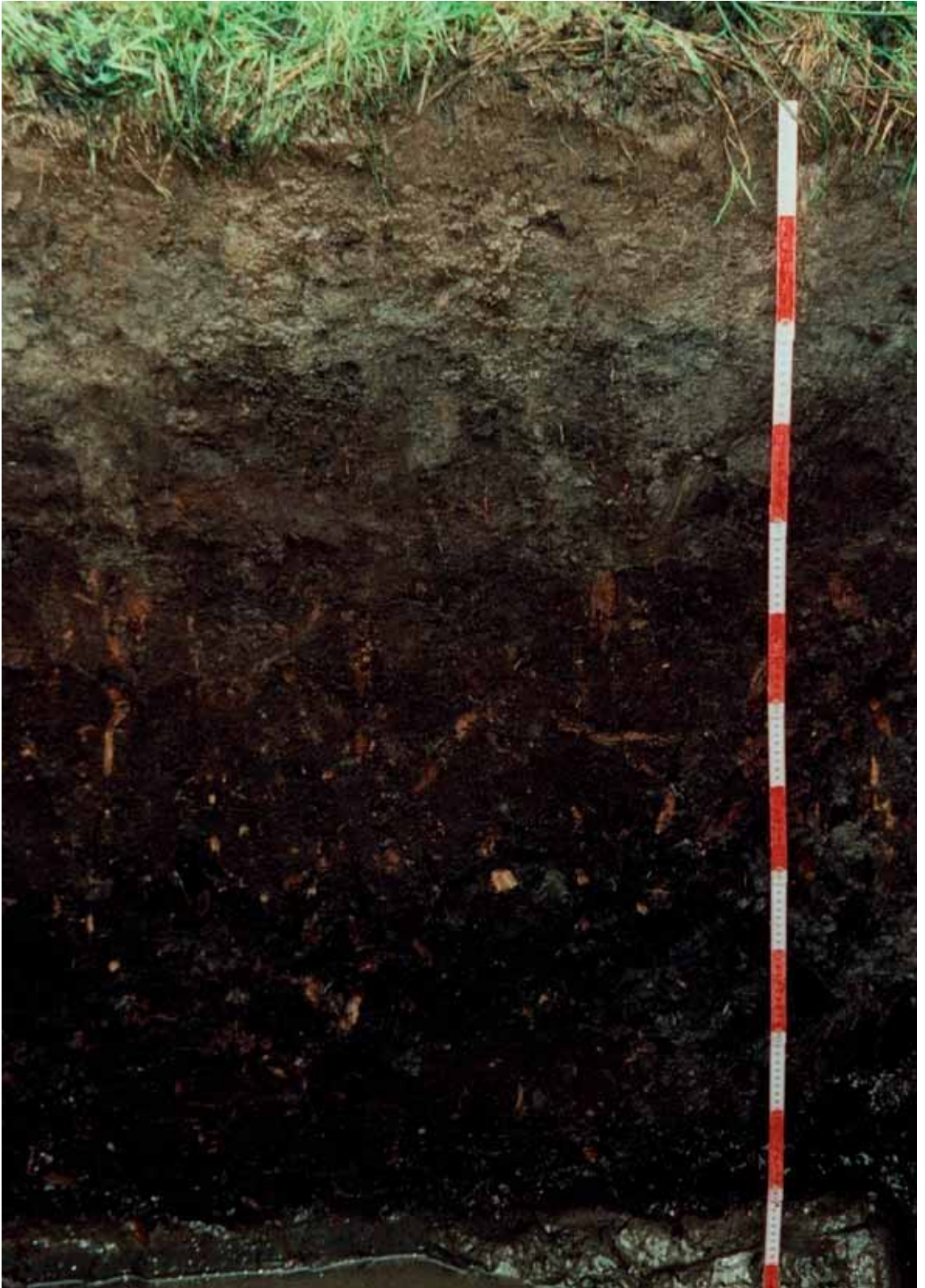


Abb. 6: Bodenprofil Walkenmühle

flusst. In der Umgebung des Bodenprofils ist eine derartige Schicht ganz ähnlich ausgebildet; sie kann 2 – 4 dm mächtig sein und auch aus Schlufftonen bestehen, ist aber eher stark humos. Die Tongehalte schwanken um 10 %, die Schluffgehalte um 78 %, wobei der Grobschluff stärker betont ist. Der Sandgehalt (vorwiegend Feinstsande) beträgt etwa 10 %. Die pH-Werte zeigen saure Verhältnisse in der Schicht an. Die Humusgehalte liegen bei etwa 13 %. Die Schicht ist damit sehr stark humos. Die C/N und C/P-Verhältnisse sind eng. Die Basensättigung liegt bei 98 %. Damit sind die Böden sehr basenreich. Die Chrom-, Nickel-, Zink-, Barium- und vor allem die Blei-Werte in dieser Schicht sind leicht erhöht. Die Schicht weist ein mittel verfestigtes Kohärentgefüge mittlerer Lagerungsdichte auf. Makroporen und Risse lassen sich nicht feststellen. Die Untergrenze ist geradlinig und horizontal, der Übergang sehr undeutlich bis fließend. Der Anteil rezenter und subrezenter Wurzelröhren ist gering.

21-125 cm:

Als zweite, mittlere Schicht folgt von 21 bis in 125 cm unter Gelände eine 104 cm mächtige, schwarze (10YR2/1), carbonatfreie, kohlefreie, mittel zersetzte Niedermoortorfschicht. Sie wird ständig vom Grundwasser beeinflusst. In der Umgebung des Bodenprofils reicht der Torf bis in Tiefen von 8 bis 12 dm, die Schicht ist dort etwa 4 bis 8 dm, vereinzelt auch über 16 dm mächtig. Die pH-Werte des Torfes zeigen ein saures Milieu an. Die Humusgehalte liegen bei 80 bis 90 %, der Glühverlust beträgt 80 bis 88 %. Das C/N-Verhältnis ist mittel, das C/P-Verhältnis sehr weit. Die Natrium-, Magnesium-, Schwefel-, Kobalt-, Nickel-, Arsen- und Barium-Gehalte nehmen von oben nach unten zu, die Phosphor-Gehalte von oben nach unten ab. Die Durchwurzelung ist schwach. Die Schicht weist ein sehr schwach verfestigtes Kohärentgefüge ohne Makroporen mit sehr geringem Anteil von Wurzelröhren auf. Risse sind nicht zu beobachten. Hoch ist der Anteil an Wurzelresten. Die Untergrenze der Schicht ist geradlinig und horizontal, der Übergang deutlich.

125-130 cm:

Bis zur Profilbasis, die hier bei 130 cm liegt, folgt als dritte Schicht ein bräunlichschwarzes (2.5Y3/2), fluviatiles, altholozänes Feinsediment aus sehr carbonatarmen Lehmschluffen ohne rezente Durchwurzelung. Es wird ständig vom Grundwasser beeinflusst. Auch in der Umgebung des Bodenprofils findet sich dieses Sediment aus sehr carbonatarmen Sand- oder vereinzelt Lehmschluffen. Sie sind 5 bis 7 dm mächtig und reichen bis in Tiefen von 14 bis 20 dm hinab. Vereinzelt ist in dieser Schicht Wiesenalkal enthalten, wie z.B. in der Nähe der Walkenmühle bei Brake. Die Gesamtmächtigkeit konnte nicht ermittelt werden, da das Sediment stellenweise bis über die Erkundungstiefe hinausreicht. Die Tongehalte liegen bei 10 % und die Schluffgehalte bei 77 % (vorwiegend Grobschluffe). Sand, vor allem Feinstsand, macht etwa 11 % aus. Der pH-Wert befindet sich im sauren Bereich. Die Kalziumcarbonatgehalte liegen bei 0,1 %, damit ist die Schicht sehr carbonatarm. Die Humusgehalte liegen bei 4 %, die Schicht ist also stark humos. Die Basensättigung beträgt 99 %. Die Schwermetallgehalte zeigen keine Auffälligkeiten. Das schwach verfestigte Kohärentgefüge weist eine geringe Lagerungsdichte auf, Makroporen wurden nicht beobachtet. Der Anteil an Wurzelröhren ist sehr gering. Risse sind nicht vorhanden.

In der Umgebung des Bodenprofils stehen ab etwa 14 bis 20 dm unter Gelände die Niederterrassenablagerungen an. Dort bestehen sie aus sehr carbonatarmen, schwach bis mittel grusig-kiesigen Lehmsanden. Der Grobboden besteht aus Ton- und Schluffsteinen des Keupers. Im Bodenprofil selbst sind sie nicht aufgeschlossen.

7.3.2. Pollenflora

Die organischen Horizonte des Profils Walkenmühle zeigen die vollständigste pollenfloristische Abfolge aller drei untersuchten Profile in der Begaaue. Auf der Basis der Clusteranalyse konnten 8 lokale Pollenvergesellschaftungszonen (LPAZ) ausgegliedert werden (Abb. 7):

LPAZ WAK I (100 – 124 cm)

Die basale Pollenvergesellschaftungszone wird durch hohe Anteile von Kiefer und Birke charakterisiert. Insbesondere die Birkenquoten nehmen deutlich zu. Assoziiert sind hohe Werte an Süß- und Riedgräsern, wobei die Süßgrasanteile zum Ende der LPAZ abnehmen. An Krautflorenpollen fanden sich darüber hinaus die von Ampfer (*Rumex*), Beifuß, den Korbblütlern (*Asteraceae*), den Nesselgewächsen (*Urticaceae*) und insbesondere von Mädesüß (*Filipendula*), die zu Beginn der LPAZ ein lokales Maximum von 20% der Pollensumme aufweist. Die Obergrenze der LPAZ wird durch die Abnahme der Birken- und Süßgräserpollen-

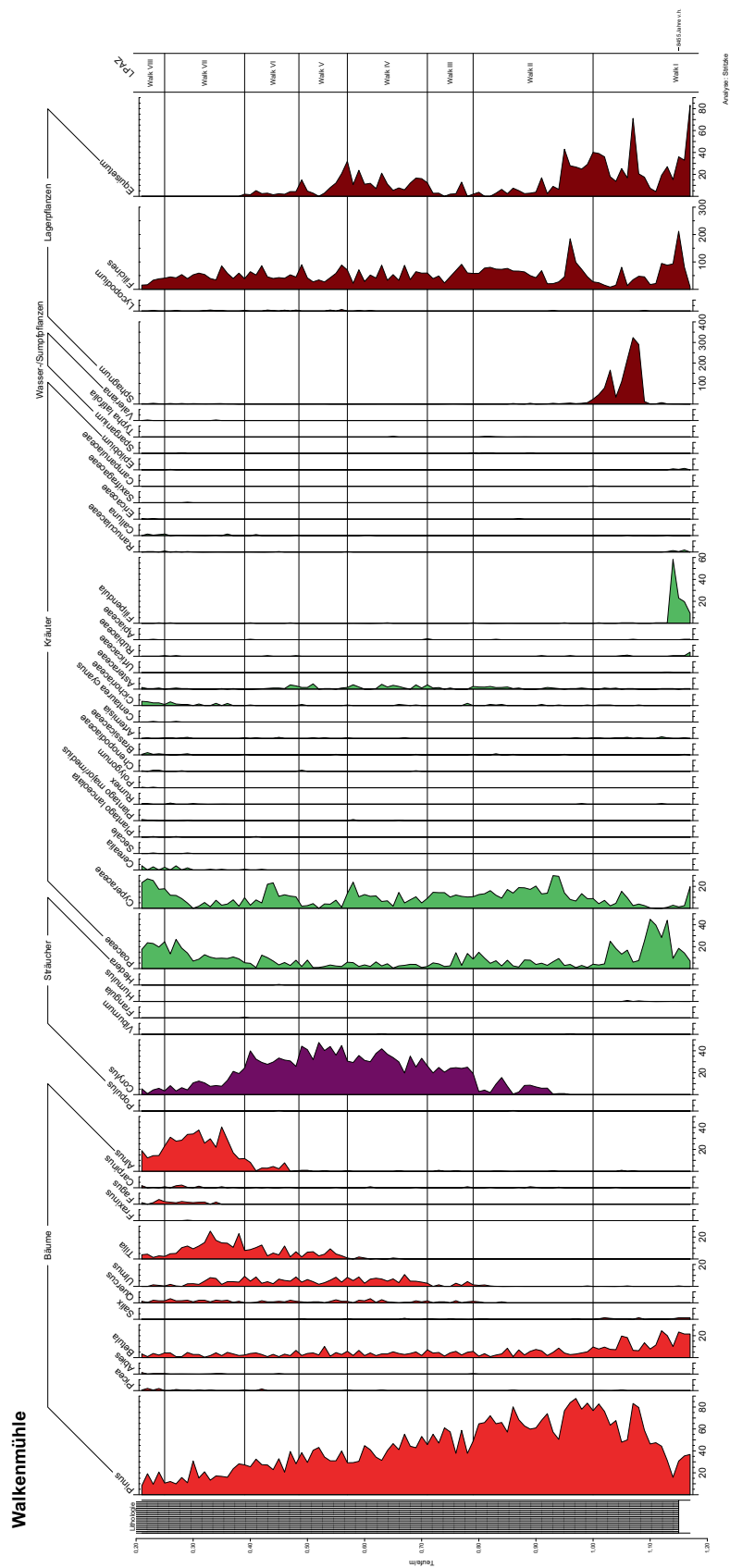


Abb. 7: Pollendiagramm des Bodenprofils Walkenmühle

werte bestimmt, während die Kiefernanteile zunehmen und die Haselkurve beginnt. In Nordwest- und Westeuropa markiert ein lokales Birkenmaximum in Verbindung mit hohen Kiefernwerten und moderaten Süß- und Riedgräserquoten das Präboreal, die Birken-Kiefern-Zeit, die Zone V sensu OVERBECK. Dieses Alter bestätigt auch die einzige 14C-Probe aus 123 cm Tiefe. Sie erbrachte ein Alter von 8455±55 Jahren v.h.

WAK II (79 – 100 cm)

Der Einsatz der Haselkurve markiert diese LPAZ. Auch die Kiefernanteile nehmen stetig zu, während die Birkenquote auf Werte unter 10% abnimmt; die Kurve bleibt allerdings geschlossen. Im oberen Teil der Zone sind die Eiche (*Quercus*) und die Hainbuche (*Carpinus*) erstmals dokumentiert. Die Krautflora wird vorwiegend von Gräsern (Süß- und Riedgräser) bestimmt; andere Arten sind unbedeutend. Die Obergrenze der Zone markiert ein starker Haselanstieg verbunden mit einem deutlichen Kiefernrückgang. Diese Assoziation erlaubt eine Zuordnung zur Kiefern-Haselzeit, der Standard-Pollenzone VI sensu Overbeck, dem Boreal.

WAK III (73 – 79 cm)

Die Haselquote steigt rasch auf 20% der Pollensumme an, die Kiefer nimmt auf 40 – 60% ab. Die Birkenkurve ist auf niedrigem Niveau geschlossen. Die Eiche ist nur mit wenigen Pollen vertreten; die Ulme (*Ulmus*) erreicht 3-5%. Kräuter sind rar. Nur die Kurven der Süß- und Sauergräser sind geschlossen, wobei die Süßgrasquote im Verlauf der Zone abnimmt. Daneben konnten noch einige Pollenkörner der Korbblütler (*Cichoriaceae* und *Asteraceae*) identifiziert werden. Damit beginnt im Profil Walkenmühle die Hasel-Eichenmischwald-Zeit, das Jungboreal, die Zone VII sensu Overbeck, die darüber hinaus auch die LPAZ IV und V umfasst.

WAK IV (57 – 73 cm)

Die Haselquote steigt beständig an. In dieser Zone erreicht sie bis zu 38% der Pollensumme. Die Kiefer nimmt im Verlaufe der Zone von 51% zu Beginn auf 34% zum Ende beständig ab. Die Birkenkurve bleibt auf niedrigem Niveau geschlossen. Die Eichenkurve ist nicht geschlossen, der Baum ist jedoch über die gesamte Zone nachzuweisen. Die Ulmenkurve ist geschlossen und erreicht bis zu 8%. Erstmals ist die Linde mit einigen Pollenkörnern nachzuweisen. Die Kräuter sind wiederum vorwiegend durch Süßgräser – ihre Kurve ist auf niedrigem Niveau geschlossen – und Riedgräser repräsentiert. Letztere erreichen bis zu 20% der Pollensumme. Darüber hinaus fanden sich einige Pollenkörner der Korbblütler (*Cichoriaceae* und *Asteraceae*) sowie des Spitzwegerich, der Mädesüß und der Besenheide (*Calluna*).

WAK V (49 – 57 cm)

Hier erreicht die Hasel ihr absolutes Maximum mit 44% der Pollensumme. Die Kiefer bleibt bei etwa 40% stabil. Auch die Birkenkurve ist geschlossen, allerdings auf einem ebenso niedrigen Niveau (3-5%) wie die Eiche (1-2%). Ulme und Linde sind stärker repräsentiert. Ihre Quoten bewegen sich jeweils etwas unterhalb 10% der Pollensumme. Im oberen Teil der LPAZ beginnt die geschlossene Erlenkurve. Kräuter sind unbedeutend. Die Süß- und Riedgräser erreichen ihr Minimum. Darüber hinaus konnten nur einige Pollenkörner der Gänsefußgewächse (*Chenopodiaceae*) und der Korbblütler (*Cichoriaceae* und *Asteraceae*) identifiziert werden.

WAK VI (39 – 49 cm)

Die Hasel bleibt mit bis zu 38% der Pollensumme bedeutsam, aber die Quote nimmt wie die der Kiefer (20- 30%) ab. Die Birkenkurve bleibt ebenso auf niedrigem Niveau geschlossen wie die Kurven der Eiche und der Ulme. Die Lindenkurve ist geschlossen; ihre Anteile steigen im Verlaufe der Zone auf Werte bis zu 16%. Ähnlich verhält sich die Erle. Die Kräuter werden wiederum überwiegend durch die Süß- und Sauergräser repräsentiert. Letztere erreichen ein lokales Maximum (19%). Daneben fanden sich einige Pollenkörner der Gänsefußgewächse, der Korbblütler und der Besenheide. Die Assoziation belegt den Beginn des Atlantikums, die Zone VIII sensu Overbeck. Dabei entspricht die LPAZ VI ihrem unteren Abschnitt (VIII a) der Ulmen-Linden-Phase.

WAK VII (25 – 39 cm)

Die Haselkurve nimmt im Verlaufe der Zone stetig von 20% zu Beginn bis auf 16% an ihrem Ende ab. Die Birkenkurve bleibt auf niedrigem Niveau geschlossen. Fichte (*Picea*) und Tanne (*Abies*) sind durch einige Pollenkörner nachzuweisen. Auch die Eiche und die Ulme sind während der ganzen Zone präsent. Die

Linde erreicht zu Beginn der Zone ihr Maximum (21%); darauf sinkt die Quote stetig ab. Andererseits nimmt die Erle zu und erreicht ihr lokales Maximum (40%). Die Hainbuche ist mit mehreren Pollenkörnern nachzuweisen. Die Buchenkurve beginnt und ist geschlossen. Die Süß- und Riedgräser nehmen ebenso zu wie die Korbblütler. Daneben fanden sich Pollenkörner von Ampfer (Rumex), Beifuß, den Gänsefußgewächsen und der Besenheide. Damit ist der obere Teil des Atlantikums erfasst, die Eichen-Linden-Phase (VIII b).

WAK VIII (21 – 25 cm)

Die Haselkurve nimmt stetig ab. Die Kiefer erreicht 21%. Die Birkenkurve steigt leicht an. Fichte und Tanne sind durch einige Pollenkörner nachgewiesen. Die Ulme ist weniger bedeutsam als in WAK VII. Eiche und Linde sind deutlich vorhanden. Die Buchenkurve ist geschlossen und die Hainbuche ist ebenfalls nachweisbar. Die Kräuter sind wiederum durch Süß- und Riedgräser repräsentiert, wobei unter den Süßgräserpollen wahrscheinlich auch solche des Getreides sind. Darüber hinaus wurden Pollen von Spitzwegerich, Ampfer, den Gänsefußgewächsen, den Kreuzblütlern, den Nelkengewächsen (Caryophyllaceae), den Korbblütlern, den Hahnenfußgewächsen (Ranunculaceae), des Beifuß und der Besenheide identifiziert. Das Profil endet somit im Subboreal, der Zone IX sensu Overbeck, der Eichen-Hasel-Zeit. Das gesamte Subatlantikum ließ sich nicht nachweisen. Es wurde offenbar erodiert.

8. Ausblick

Bisher sind nur in den größeren Mooren der Region (z.B. Hiddeser Bent, Hardisser Moor) palynologische Arbeiten durchgeführt worden. Die Untersuchungen in der Begaaue haben gezeigt, dass auch sehr kleine, relativ geringmächtige, auf den ersten Blick unscheinbare Niedermoores nahezu vollständige stratigraphische Abfolgen des Holozäns liefern können.

Die Untersuchungsergebnisse leisten einen Beitrag zum Verständniss der holozänen Vegetationsentwicklung zwischen Weser-, Wiehengebirge und Teutoburger Wald.

Die Untersuchungen bestätigen außerdem, dass solche Böden eine wichtiges Archiv der Natur- und Kulturgeschichte Nordrhein-Westfalens sind. Mit den großmaßstäbigen Bodenkarten des Geologischen Dienstes besteht die Chance, kleine Niedermoorgebiete überhaupt ausfindig zu machen.

Schließlich legt die vorliegende Arbeit nahe, dass Niedermoores, die eigentlich aufgrund ihrer nachteiligen Eigenschaften landwirtschaftlich nicht nutzbar sind, brauchbar werden, wenn sie gezielt mit Bodenmaterial überdeckt werden.

9. Literaturverzeichnis

1. Schriften

AG BODEN (1994): Bodenkundliche Kartieranleitung. - 4. verb. und erw. Aufl. - 392 S., 33 Abb., 91 Tab.; Hannover: Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung.

BERGLUND, B. E.; RALSKA-JASIEWICZOWA, M. (1986): Pollen Analysis and pollen diagrams. - In: Handbook of Holocene Palaeoecology and Palaeohydrology: 455-484, 11 Abb., 1 Tab.; London (Wiley).

BEZIRKSREGIERUNG DETMOLD [Hrsg.] (2002): Ordnungsbehördliche Verordnung für das Naturschutzgebiet „Begatal“ in den Städten Lemgo, Barntrup und Blomberg sowie in der Gemeinde Dörentrup. Vom 11.12.1996. [Online], Available: <http://www.bezregdetmold.nrw.de/Aufgaben/Organisation/Abteilung5/Dezernat51/Naturschutzgebiete/KreisLippe/Begatal/>

DÜNKELBERG, F. W. (1894): Der Wiesenbau in seinen landwirthschaftlichen und technischen Grundzügen. Für Landwirthe, Techniker und Verwaltungs-Beamte sowie für Vorlesungen bearbeitet. Dritte durchgesehene und sehr vermehrte Auflage. Braunschweig, Vieweg; 389 S., 167 Abb. und vier farb. Taf.. Vieweg u. Sohn, Braunschweig.

GEOLOGISCHER DIENST NORDRHEIN-WESTFALEN (2003): Geologie im Weser- und Osnabrücker Bergland. 219 S., 59 Abb., 18 Tab., 6 Farbtafeln; Krefeld.

- GEOLOGISCHES LANDESAMT NORDRHEIN-WESTFALEN (FACHINFORMATIONSSYSTEM BODENKUNDE) (2001a): Anleitung zur Erfassung bodenkundlicher Daten (Datenschlüssel 1997). - Arbeitskreis Großmaßstäbige Bodenkartierung, 5. ergänzte Auflage; 255 S., 1 Abb., 112 Tab.; Krefeld, [Unveröff.].
- GEOLOGISCHES LANDESAMT NORDRHEIN-WESTFALEN (FACHINFORMATIONSSYSTEM BODENKUNDE) (2001b): Richtlinien für die großmaßstäbige Bodenkartierung (Kartier Richtlinien 1999). - Arbeitskreis Großmaßstäbige Bodenkartierung, 3. ergänzte Auflage; 142 S., 10 Abb., 14 Tab.; Krefeld, [Unveröff.].
- GRIMM, E.C. (1990): TILIA and TILIA.GRAPH: PC spreadsheet and graphics software for pollen data. - INQUA, 4: 5-7.
- KELLER, H. (1901): Weser und Ems - Ihre Stromgebiete und ihre wichtigsten Nebenflüsse. Eine hydrographische, wasserwirtschaftliche und wasserrechtliche Darstellung im Auftrage des preußischen Wasser-Aufschlusses. Bd. 2, Quell- und Nebenflüsse der Weser (ohne Aller) – 603 S.: Berlin: Verlag von Dietrich Reimer.
- KOVACH, W.L., 1998. *MVSP* - A Multivariate Statistical Package for Windows, ver. 3.0. Kovach Computing Services, Pentraeth, Wales, U.K.
- LIENENBECKER, H. (2001): Die Pflanzenwelt in Ostwestfalen-Lippe. - hrsg. von der Bez. Reg. Detmold in Zus. arb. mit dem naturwissensch. Verein für Bielefeld und Umgebung e.V. – 79 S., zahlr. Abb.; Detmold
- LANDESANSTALT FÜR ÖKOLOGIE, BODENORDNUNG UND FORSTEN (2004): LINFOS-Landschaftsinformationssammlung, Linfos Fachkataster Bittotypen, [Online], Available: <http://geo1.lids.nrw.de/osirisweb/viewer/viewer.htm>
- NIEDERSÄCHSISCHES LANDESAMT FÜR ÖKOLOGIE [Hrsg.] (2000): Deutsches Gewässerkundliches Jahrbuch Weser-Emsgebiet 1998. – Hildesheim.
- OVERBECK, F. (1975): Botanisch-geologische Moorkunde unter besonderer Berücksichtigung der Moore Nordwestdeutschlands als Quellen zur Vegetations-, Klima- und Siedlungsgeschichte. - 719 S., 263 Abb., 38 Tab.; Neumünster (Wachholtz).
- PATZIG, G. C. (1857): Der praktische Rieselwirth. Anleitung durch Bewässerung natürliche Wiesen in ihrem Ertrage zu erhöhen und unfruchtbare Ländereien durch Wasser in fruchtbare Wiesen umzuschaffen. 4. Aufl.; 262 S., 85 Abb., Reichenbachsche Buchhandlung, Leipzig.
- REDEN, D. VON (ohne Jahresangabe): Die Bewirtschaftung der Güter. [unveröffentlichtes Manuskript].
- RINNE, W. [Hrsg.] (1993): Landeskunde Nordrhein-Westfalen: Lippe. - im Auftrag des Lipp. Heimatb. hrsg. von Rinne, W. - 320 S., 282 Abb., 24 Tab.; Paderborn: Verlag F. Schöningh.
- SCHENK, K. F. (1843): Der Wiesenbau in seinem ganzen Umfange, insbesondere der Kunstwiesenbau des Siegener Landes. Ein Lehrbuch für Wiesen-Eigenthümer, Landwirthe und große Gutsbesitzer, mit den Erfahrungen bewährter Wiesenbauer und Schriftsteller verglichen. 2. durchaus umgearb. und mit den neuesten Erfahrungen vermehrte Ausgabe seiner Abhandlung über den Wiesenbau. 260S., 72 erläuternde Abb. auf 9 Kupfertafeln; Siegen & Wiesbaden, Friederichsche Verlagsbuchhandlung.
- SCHEYER, J. G. (1795): Anweisung zur Wässerung der Wiesen und deren praktischen Verbesserung nebst einem Vorschlag wie Grenzstreitigkeiten vermieden und das Eigenthum eines jeden ohne Prozesse bestimmt und gesichert werden kann. Zum Gebrauch für thätige Pächter, Landwirthe und jeden Landmann. 122 S., 8 Kupfertafeln; J. B. Fleischer, Leipzig.
- SCHWERZ, J. N. VON (1882): Praktischer Ackerbau unter Hinzufügung der Viehzucht. Neu bearbeitet von Funk, V. - 992 S., 495 in den Text gedruckte Holzschnitte, Parey-Verlag, Berlin.

2. Karten

- Bodenkarte 1 : 5000 zur landwirtschaftlichen Standorterkundung (BK5L), mit Erl. – hrsg. vom Geologischen Landesamt Nordrhein-Westfalen; Krefeld. [Unveröff.] Verfahren NSG Begatal (2005), Bearb. Deppe, A.

- Bodenkarte von Nordrhein-Westfalen 1 : 50 000 – hrsg. vom Geologischen Landesamt Nordrhein-Westfalen; Krefeld
 Blatt 3918 Herford (1984), Bearb. Dubber, H.-J.
 Blatt 4120 Bad Pyrmont (1989), Bearb. Dubber, H.-J.
- Bodenkarte von Nordrhein-Westfalen 1 : 50 000 dig. – hrsg. vom Geologischen Landesamt Nordrhein-Westfalen;
 Krefeld Blatt 3920 Rinteln (1996), Bearb. Betzer, H. J., Lau, E.
- Bodenkarte 1 : 5000 zur landwirtschaftlichen Standorterkundung (BK5L), mit Erl. – hrsg. vom Geologischen Landesamt
 Nordrhein-Westfalen; Krefeld. [Unveröff.]
 Verfahren NSG Hardisser Moor (1988), Bearb. Höfemann, H.
 Verfahren Bad Salzuflen/ Kreis Lippe (1989), Bearb. Faasen, H.
 Verfahren WSG Barntrup/ Kreis Lippe (2000), Bearb. Höfemann, H.
 Verfahren WSG Dörentrup-Humfeld (2003), Bearb. Deppe, A.
- Geologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 25 000, m. Erl. – hrsg. vom Geologischen Landesamt Nordrhein-West-
 falen; Krefeld
 Blatt 3919 Lemgo (1998), Bearb. Farrenschon, J.
 Blatt 4020 Blomberg (1995), Bearb. Farrenschon, J.
- Geologische Karte von Preußen und benachbarten Bundesstaaten 1 : 25 000, m. Erl., hrsg. von der Königlich Preußi-
 schen Geologischen Landesanstalt; Berlin
 Blatt [3919] Lemgo (1917), Bearb. Mestwerdt, A.
 Blatt [3920 Extertal] Bösingfeld (1916), Bearb. Kraiß, A., Renner, O., Mestwerdt, A.
 Blatt [4020] Blomberg (1911), Bearb. Mestwerdt, A.
- Hydrogeologische Karte von Nordrhein-Westfalen 1 : 50 000 – m. Erl. hrsg. vom Geologischen Landesamt Nordrhein-
 Westfalen; Krefeld
 Blatt 3918 Herford (1984), Bearb. Deutloff, O.
- Karte vom Fürstenthum Lippe im Maßstab 1 : 80 000. - hrsg. von der Fürstlich-Lippischen Regierung (1887). Neudruck
 v. Landesvermessungsamt Nordrh.-Westf. in Verb. m. Landesverband Lippe u.a. (1982); Bonn.
- Übersichtskarte des Fürstenthums Lippe in 6 Sectionen, Maßstab 1 : 25 000 (1881-83, ergänzt 1885-86). Neudruck v.
 Landesvermessungsamt Nordrhein-Westfalen in Verb. m. Landesverband Lippe u.a. (1982); Bonn.
- Overbeck, F. (1975): Botanisch-geologische Moorkunde unter besonderer Berücksichtigung der Moore Nordwest-
 deutschlands als Quellen zur Vegetations-, Klima- und Siedlungsgeschichte. - 719 S., 263 Abb., 38 Tab.; Neumün-
 ster (Wachholtz).

Tabelle 2: Ergebnisse der chemischen Analysen von Profil B1

Profil B1																											
Tiefe				Entstehungs- art	A			PH-H2O		PH-KCL		CO3		CN		P		C/N/P		Humus		C-org./N		C-org./P			
von	bis	cm	cm		Gewicht Probe	Grobbo- n	Probenvor- bereitung	pH	pH	CO3	CaCO3 berechnet	C	N	P	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	
				g	g																						

210 - 220	Feinsed.	11,6	9,4	19,0	47,0	75,4	6,7	2,3	3,2	0,8	13,0	U12
240 - 260	Niederter.	10,4	6,6	10,5	13,4	30,5	4,9	3,8	15,8	34,6	59,1	S13
Tiefe												
RFA-SM												
von	Entstehungsart	K	Ca-semi	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn
cm		%	%	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	%	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg
10 - 20		1,8	1,08	3323	52	88	454	2,1	8	65	70	191
40 - 50		2,1	0,44	3817	58	65	557	3,0	10	37	19	60
60 - 70	Auenlehm	1,9	0,41	3631	58	62	577	2,4	8	32	14	49
90 - 110		1,4	0,30	3098	36	55	153	1,2	5	21	13	36
125 - 135	Mudde	1,7	0,57	3275	50	56	157	1,1	4	25	18	37
150 - 160												
165 - 175	Torf											
180 - 190												
210 - 220	Feinsed.	1,9	0,43	3045	59	60	146	1,3	8	22	11	39
240 - 260	Niederter.	2,1	2,98	3023	78	64	405	3,5	11	36	19	56
Tiefe												
von	Entstehungsart	As	Rb	Sr	Y	Cd	Ba	Pb	GV	Temperatur	Glühverlust	
cm		mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	%	°C		
10 - 20		28	86	28	31	27	500	27				
40 - 50		31	76	31	31	22	511	22				
60 - 70		32	78	32	32	11	442	11				
90 - 110		31	82	31	31	14	600	14				
125 - 135												
150 - 160												
165 - 175												
180 - 190												
210 - 220	Feinsed.	27,4	566	13								
240 - 260	Niederter.	11	314	11								

Tabelle 3: Ergebnisse der chemischen Analysen von Profil Humfeld

Profile Humfeld												
Tiefe												
von	Entstehungsart	A	Gewicht Probe	Grobbo	n	g	PH-H2O	PH-KCL	CO3	CO3	CaCO3 berechnet	CN
cm							pH	pH	%	%	%	C
0 - 10		413	107	B	5,5	4,8						
10 - 20	Auenlehm	450	35	B	5,6	5,0						
20 - 29		458	43	B	6,0	5,3						
30 - 40		185	0	M	5,8	5,3						
40 - 50		179	0	M	5,7	5,3						
50 - 60	Torf	170	0	M	5,7	5,4						
70 - 80		189	0	M	6,0	5,6						
90 - 100		194	0	M	5,8	5,5						
110 - 120		383	0	M	5,8	5,5						
130 - 140	Feinsed.	926	19	B	7,1	7,0	2,2	3,8	0,05	0,04	1,3	23
ICP-KW												
Tiefe												
von	Entstehungsart	Na	Mg	Al	P	S	K	Ca	Ti	V	Cr	Mn
cm		mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg
30 - 40		90	3955	5567	445	6688	613	25798	10,0	9,0	400	9797
40 - 50		110	3856	5803	655	8502	538	25930	10,3	10,0	255	7647
50 - 60		96	3509	3071	471	10950	131	27720	7,2	30,5	140	6559
70 - 80	Torf	95	9717	4767	604	12380	221	29700	8,4	19,2	92,0	7833
90 - 100		110	4170	3032	445	17710	172	33883	12,2	32,3	99,0	10075
110 - 120		109	4690	11060	317	17380	1613	11435	31,1	41,1	79,0	16700
Tiefe												
von	Entstehungsart	Co	Ni	Cu	Zn	As	Sr	Cd	Ba	Pb	Glühverlust	
cm		mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg		
30 - 40		2,4	7,3	11,2	9,1	2,8	0,17	6,8	90	3955		
40 - 50		1,5	6,4	14,2	8,3	2,0	2,80	11,0	110	3856		
50 - 60		0,8	13,0	20,2	5,3	3,3	0,40	5,4	96	3509		
70 - 80	Torf	0,8	9,3	11,5	5,4	6,3	0,39	3,0	95	9717		
90 - 100		1,6	18,4	12,6	6,6	15,2	0,34	2,1	110	4170		
110 - 120		5,6	22,7	12,9	20,0	22,9	0,31	6,4	109	4690		

Tabelle 3: Ergebnisse der chemischen Analysen von Profil Humfeld

Tiefe	Entstehungs-		AKE												AKE-PH										
	von	bis	cm	Ca	Mg	Na	K	Al	Mn	Fe	H	Sum-AK	KB	pH											
				μmol(eq)/g	μmol(eq)/g	μmol(eq)/g	μmol(eq)/g	μmol(eq)/g	μmol(eq)/g	μmol(eq)/g	μmol(eq)/g	μmol(eq)/g	%												
Auenlehm	0	- 10		34,5	51,5	1,4	3,4	1,3	7,5	<0,1	0,0	99	91	4,8											
	10	- 20		35,9	57,5	1,0	2,1	1,0	5,2	<0,1	0,0	103	94	5,0											
	20	- 29		36,3	71,5	1,0	1,0	0,5	1,5	<0,1	0,0	112	98	5,5											
Tiefe	AKP												AKP-RT												
	von	bis	Entstehungs-	Ca	Ca berechnet	Mg	Na	K	Sum-AK	H berechnet	Ba	V													
	cm	cm	art	μmol(eq)/g	μmol(eq)/g	μmol(eq)/g	μmol(eq)/g	μmol(eq)/g	μmol(eq)/g	μmol(eq)/g	μmol(eq)/g	%													
Feinsed.	130	- 140		72	57	38,9	<0,1	2,7	114	0	99	100													
Tiefe	KG34																								
	von	bis	Entstehungs-	%	<0,002	%	<0,063	Sum	<0,125	%	<0,20	%	Sum	Bodenart											
	cm	cm	art																						
Auenlehm	0	- 10		14,9	4,4	17,2	59,4	81,0	2,2	0,4	1,2	4,2	U13												
	10	- 20		14,6	14,5	31,8	31,4	77,8	2,2	1,6	2,4	7,6	U13												
	20	- 29		14,1	14,7	31,2	33,0	79,0	2,0	1,2	2,4	6,9	U13												
Feinsed.	130	- 140		9,3	6,7	17,2	53,4	77,3	6,9	1,8	2,2	13,4	U12												
Tiefe	RFA-SM												Glühverlust												
	von	bis	Entstehungs-	K	Ca- semi	Ti	V	Cr	Mn	Fe	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	As	Rb	Sr	Y	Cd	Ba	Pb	GV	Temperatur	
	cm	cm	art	%	%	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	%	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	mg/kg	%	°C
Auenlehm	0	- 10		1,6	0,76	3362	63	66	1114	3,1	10	32	26	128	14	11	94	85	29	<3	581	69			
	10	- 20		1,6	0,76	3377	64	70	900	3,1	12	31	23	129	13	12	89	83	29	<3	624	71			
	20	- 29		1,8	0,93	3540	68	68	446	2,3	9	31	23	70	13	8	82	90	30	<3	654	45			
Torf	30	- 40																					80,6	1000	
	40	- 50																					81,9	1000	
	50	- 60																					84,7	1000	
	70	- 80																					76,5	1000	
	90	- 100																					83,1	1000	
Feinsed.	110	- 120																					35,9	1000	
130	- 140		1,7	1,26	3173	49	61	176	1,7	9	28	17	40	12	8	73	90	32	<3	386	13				

Tabelle 4: Ergebnisse der chemischen Analysen von Profil Walkenmühle

Profile Walkenmühle													
Tiefe		A											
von	bis	Entstehungs-	Gewicht	Grobprobe	PH-H2O	PH-KCL	CO3	CaCO3	CN	P	C/N/P	C-org./N	C-org./P
cm	cm	art	g	n	pH	pH	CO3	berechnet	C	N	%	%	%
5	- 15	Anth. Aufsch.	601	0	B	6,0	5,2		7,63	0,67	0,14	7,6	13,1
30	- 40	Torf	262	0	B	5,7	5,1		29,0	1,84		29,0	57,9
50	- 60		135	0	B	5,6	5,2		43,0	2,29		43,0	85,9
70	- 80		106	0	B	5,6	5,3		45,2	2,61		45,2	90,4
90	- 100		110	0	B	5,4	5,1		45,2	2,36		45,2	90,4
													19
													1719

Tabelle 4: Ergebnisse der chemischen Analysen von Profil Walkenmühle

--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--	--

Erläuterung Untersuchungsmethode			
Kurzname	Version	Vorschrift	Methodenbezeichnung
A	4	GLA-NW/BZE 1990	A-Probe, Probenvorbereitung (M: manuell, B: Backenbrecher)
PH-H2O	2	GLA-NW/BZE 1990	pH-Wert im Boden in wässr. Suspension
PH-KCL	2	GLA-NW/BZE 1990	pH-Wert im Boden in 1m KCl
CO3	4	GLA-NW/BZE 1990	Carbonat
CN	4	GLA-NW	CHN-Elementaranalyse
P	2	GLA	Phosphor (gesamt)
C/N/P			berechnete Parameter
ICP-KW	2	BZE 1994/GLA 1995	ICP-Elemente im Königswasseraufschluss
AKE	3	BZE 1990/94	Effektive Austauschkapazität (Ulrich)
AKE-PH	4	BZE 1990/1994	pH-Werte zur AKE
KG34	2	KA4	Korngrößenverteilung nach KA 3 und 4
RFA-SM	4	GLA	Röntgenfluoreszenzanalyse (Totalgehalt)
GV	2		Glühverlust
AKP	4	BZE 1990/94	Potentielle Austauschkapazität
AKP-RT	2	BZE 1990/94	AKP - Rücktausch

Geol. Paläont. Westf.	72	S. 31-69	24 Abb. 3 Tab.	Münster März 2009
--------------------------	-----------	----------	-------------------	----------------------

Geowissenschaftliche Untersuchungen im Subrosionsgebiet des „Heiligen Feldes“ (nördliches Münsterland, Nordwestdeutschland)

Manfred Dölling und Rüdiger Stritzke*

Zusammenfassung:

Im Subrosionsgebiet des „Heiligen Feldes“ (nördliches Münsterland, Nordwestdeutschland) entstanden spätestens seit dem Pliozän (Tertiär) durch Auslaugung salinarer Serien innerhalb des Münder-Mergels (Oberjura - Unterkreide) im Untergrund zahlreiche Subrosionstrichter. Ein Erdfall vom 14. April 1913 beweist ihren Fortgang bis in die heutige Zeit. In der Senkungszone des Heiligen Feldes sammelten sich während des Tertiärs und Quartärs verschiedenartige Lockergesteine – Sande, Schluffe, Tone und Torfe –, die hier vor Erosion geschützt waren. Die Subrosionszone des Heiligen Feldes und ihre quartärzeitliche Sedimentfüllung konnte durch eine Vielzahl von Bohrungen kombiniert mit geophysikalischer Bohrlochvermessung detailliert erfasst und beschrieben werden. Palynologische Datierungen erbrachten den Nachweis, dass in den Senkungszone warmzeitliche Sedimente des Cromer-Komplexes, des Holsteins und des Eems erhalten geblieben sind. Die Absenkungsbeträge im Bereich der Subrosionssenke belaufen sich auf rund 60 bis 70 m.

Abstract:

In the area „Heiliges Feld“ (northern part of the Münsterland, NW Germany) numerous subrosion depressions were formed through partial leaching of saliniferous rocks (salt and gypsum) of the Münder-Mergel (Upper Jurassic - Lower Cretaceous) since Tertiary time (Pliocene). A depression in the recent past (14th April 1913) proves that the solution continues until today. They served as sedimentary traps and mainly clastic rock accumulated since that time. The observed quaternary strata interval consists of a characteristic sequence of sand, silt, clay and organic deposits. Due to systematic investigation in the course of various drillings combined with geophysical borehole logs (gamma ray logs) executed by the Geological Survey of North Rhine-Westphalia the subrosion depression in the area „Heiliges Feld“ could be recorded and described in detail and with special regard to the quaternary sediments. Palynological age determinations provide evidence for the conservation of warm periodical sediments within the Cromerian Complex, the Holsteinian and the Eemian Stage. The subsidence within the area of the subrosion depression amounts from approx. 60 to 70 meters.

*Anschrift der Verfasser:

Dr. Manfred Dölling und Dr. Rüdiger Stritzke, Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen, De-Greif- Str. 195, 47803 Krefeld

Inhaltsverzeichnis

1	Lage und Geologie des Untersuchungsgebietes	33
2	Untersuchungen	35
3	Subrosionserscheinungen im heiligen Feld	35
4	Schichtenfolge im Subrosionsgebiet	36
4.1	Oberkarbon	36
4.2	Zechstein	37
4.3	Trias	37
4.4	Jura	37
4.4.1	Münder-Mergel	37
4.5	Tertiär	38
4.6	Quartär	39
4.6.1.	Pollenstratigrafische Datierungen	44
4.6.1.1.	Pollenstratigrafie der Rammkernbohrung 3611/1100	44
4.6.1.2.	Pollenstratigrafie der Rammkernbohrung 3611/1102	44
4.6.2	Cromer-Komplex	46
4.6.3	Elster-Komplex	47
4.6.3.1	Schmelzwasserablagerungen der Elster-Zeit	48
4.6.4	Holstein	49
4.6.5	Saale-Komplex	51
4.6.5.1	Vorschüttsand	52
4.6.5.2	Grundmoräne	53
4.6.5.3	Nachschüttsand	55
4.6.6	Warthe	55
4.6.7	Eem	55
4.6.8	Weichsel	57
4.6.8.1	Ältere Niederterrasse	57
4.6.8.1.1	Sand-Schluff-Wechselfolge und Schluff-Folge	58
4.6.8.1.2	Talsand	59
5	Genese und Ausbildung der Subrosionserscheinungen	61
6	Alter der Subrosionserscheinungen	64
7	Zusammenfassung der Ergebnisse	66
8	Literatur	67

1 Lage und Geologie des Untersuchungsgebietes

Das Subrosionsgebiet des „Heiligen Feldes“ liegt im äußersten Norden von Nordrhein-Westfalen, im Kreis Steinfurt westlich von Osnabrück (siehe Abb. 1). Viele der Subrosionssenken im Gebiet des Heiligen Feldes sind heute wassererfüllt. Das Gebiet ist bereits seit 1930 als Naturschutzgebiet „Heiliges Meer“ ausgewiesen.

An der Geländeoberfläche des Subrosionsgebietes stehen ausschließlich quartärzeitliche Ablagerungen an. Hierbei handelt es sich überwiegend um sandige Ablagerungen der weichselzeitlichen Niederterrasse. Stellenweise werden sie von Flugsanden oder Dünen überlagert. Der Festgesteinsuntergrund wird im Wesentlichen aus den Gesteinsfolgen des Münder-Mergels (Oberjura - Unterkreide) aufgebaut. Das Untersuchungsgebiet ist durch eine Vielzahl verschiedenster Subrosionserscheinungen geprägt, die parallel zu den Südwest – Nordost streichenden Randstörungen der Ibbenbürener Karbonscholle aufgereiht sind. Ihre Entstehung beruht auf den Ablaugungsprozessen innerhalb der salinaren Serien des Münder-Mergels. Ausnahmen bilden der Herthasee und das Uffeler Moor im Südwesten des Untersuchungsgebietes, die eine Folgeerscheinung der Auswaschungen im Mittleren Muschelkalk sind (THIERMANN 1975a, 1975b).



Abb. 1: Lage des Subrosionsgebietes des „Heiligen Feldes“ im nördlichen Münsterland (Nordrhein-Westfalen).

Die Subrosionsstrukturen (vgl. Abb. 2) bilden einen 5 km langen und 2,5 km breiten Südwest–Nordost streichenden Gürtel vor dem Nordwestrand der Ibbenbürener Karbonscholle. Prinzipiell lassen sich großflächige (Subrosionssenken) und punktuelle (Erdfälle) Senkungsformen unterscheiden. Im Gelände sind ausschließlich die jüngsten Erdfälle zu erkennen. Ihr Aussehen und ihre Form sowie ihre Größe sind sehr unterschiedlich. Am meisten treten die wassererfüllten Senken mit tellerartigem oder trichterförmigem Querschnitt hervor. Dazu gehört der größte natürliche See Westfalens, das Große Heilige Meer mit einem max. Durchmesser von ca. 280 m. Über fossile Erdfälle sowie über die Genese großflächiger Subrosionsstrukturen, die vermutlich eine rinnenartige Struktur bilden, liegen bisher nur wenige Erkenntnisse vor. Der Entstehungszeitpunkt der meisten Erdfälle ist ebenfalls nicht bekannt. Westlich des Heiligen Feldes wurden bei Dreierwalde (Haxfeld) in einem fossilen Erdfall tertiärzeitliche Tone angetroffen (THIERMANN 1975a). Damit ist ein Hinweis auf einen schon frühen Beginn der Ablaugung in dieser Region gegeben. Die

Vielzahl der Senken im Niederterrassengebiet des Heiligen Feldes deutet aber auf eine verstärkte Ablau-
gung erst im Verlauf des Quartärs hin. Der rezente Erdfall vom 14. April 1913 beweist ihren Fortgang bis in
unsere Zeit. Nach PRINZ & STRAUSS (2006) handelt es sich um den größten Erdfall, der im 20. Jahrhun-
dert in Mitteleuropa aufgetreten ist. Etwa ein Kilometer südöstlich des Untersuchungsgebietes ragt die
herzynisch (SE-NW) streichende Ibbenbürener Karbonscholle auf. Die tektonischen Bewegungen während
der subherzyn-laramischen Gebirgsbildungsphase (Kreide/Tertiär) die zur Heraushebung der Ibbenbürener
Karbonscholle führten, prägten das gesamte Gebiet entscheidend (siehe Abb. 2). Die mesozoischen
Gesteinsfolgen der Randzone der Ibbenbürener Karbonscholle wurden in einzelne, gegeneinander verkipp-
te Schollen zerlegt, die nach Nordwesten einfallen. Die „Jura-Staffel“, über der sich das Subrosionsgebiet
des Heiligen Feldes befindet, geht aus einer zunächst steilen Lagerung (45° NW) mehr oder weniger fle-
xurartig in eine deutlich flachere Lage (5 - 10° NW) über, was eine erhebliche Ausstrichbreite des Münder-
Mergels unter den quartärzeitlichen Deckschichten zur Folge hat.

Bislang wurde die Ibbenbürener Karbonscholle als Horststruktur gedeutet, deren Heraushebung mit den
subherzynen Bewegungen und der Inversion des Niedersächsischen Beckens assoziiert ist. DRODZEWSKI
(1985, 1988) und HAGLAUER-RUPEL (1991) interpretieren die Ibbenbürener Karbonscholle dagegen als
uplift-Struktur (Transpressions-Struktur) zwischen zwei sich überlappenden, dextralen, konvergierenden
Seitenverschiebungen. Durch die im Überlappungsbereich dieser Verwerfungen stattfindenden Beanspru-
chungen kommt es zu relativ starken Aufwölbungen (uplift-Strukturen). So weisen die Randstörungen der
Ibbenbürener Karbonscholle Sprungbeträge von ca. 1500 – 1600 m auf.

Aufgrund der durchgeführten Erkundungsbohrungen konnte im Nordwesten des Großen Heiligen Mee-
res eine bisher unbekannte Trias-Scholle nachgewiesen werden (siehe Abb. 2). Sie lässt sich als eine wei-
tere, lokale durch Störungen begrenzte uplift-Struktur interpretieren, die an die bekannten uplift-Strukturen
der Ibbenbürener Karbonscholle angegliedert werden kann. Hierdurch entsteht ein tektonisches Bild, wel-
ches sich harmonisch in das bisher bestehende einfügt. Die Störungen lassen sich zwanglos in die nörd-
lichen Randstörungen der Karbonscholle überführen. Nach Südwesten hin fungieren sie als südvergente
Überschiebungsstrukturen, die die Verbindung zum Dreierwalder Trias-Sattel herstellen. Des Weiteren ist
davon auszugehen, dass die radialstrahlig von der Ibbenbürener Karbonscholle nach Westen und Nordwe-
sten ausgehenden Strukturen sich weiter ins Vorland ausdehnen, als bisher angenommen.

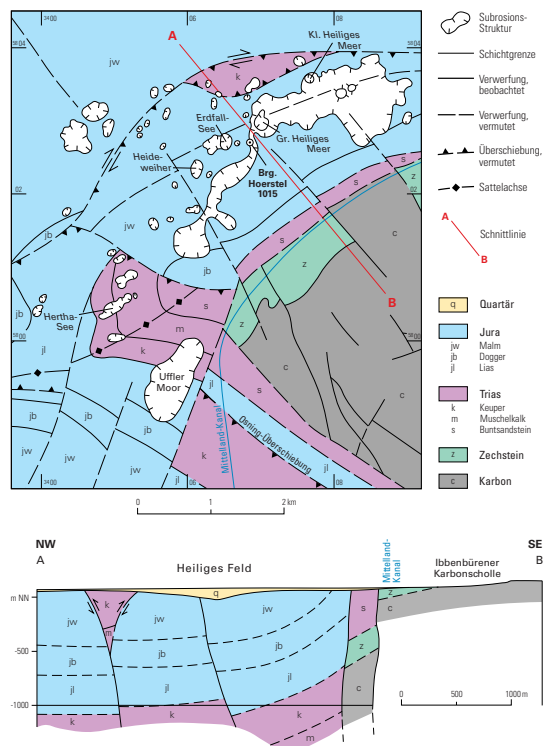


Abb. 2: Geologisch-Tektonische Übersicht im Bereich des Heiligen Feldes (ergänzt nach DRODZEWSKI 1985; THIERMANN 1975a, 1975b, 1987).

2 Untersuchungen

Zur geologischen Erkundung der quartärzeitlichen Schichten des Untersuchungsgebietes wurden 11 Spülbohrungen bis maximal 85 m Tiefe und 2 Rammkernbohrungen bis maximal 65 m Tiefe niedergebracht (siehe Abb. 3). Sämtliche Bohrungen wurden geophysikalisch vermessen. Ergänzt wurde das Bohrprogramm durch 36 maschinengetriebene Kleinbohrungen bis zu 38 m Tiefe. Darüber hinaus wurden zahlreiche Laboruntersuchungen durchgeführt. Insbesondere sind Gesteinsanalysen (Korngrößenbestimmungen, Schwermineralanalysen) sowie punktuelle paläozoologische und paläobotanische Untersuchungen von Mikrofaunen, Makrofaunen und Mikrofloren zur stratigrafischen Einstufung der angetroffenen Sedimente durchgeführt worden (vgl. auch Kap. 4.6.1).

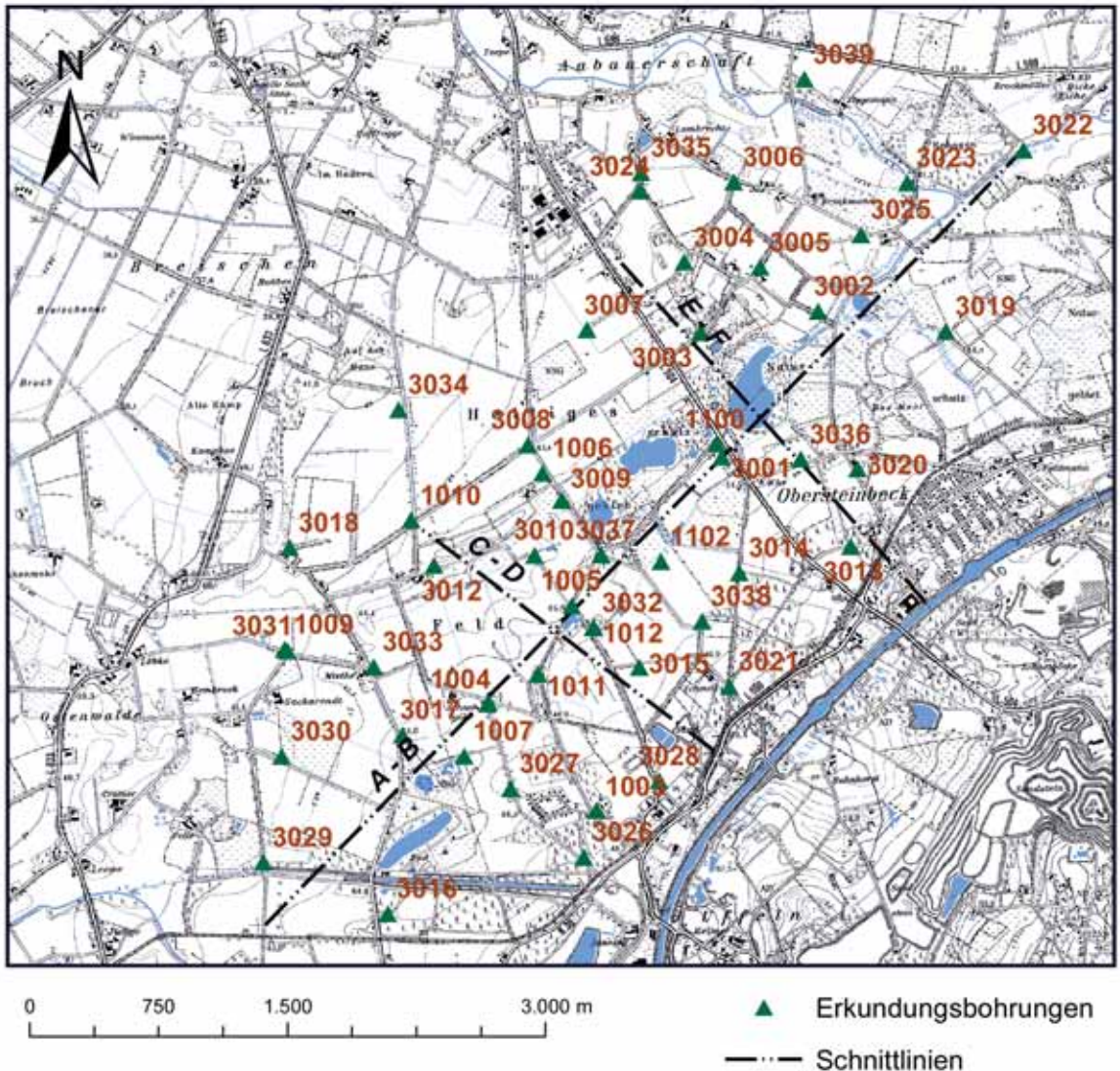


Abb. 3.: Lage der Profilschnitte und niedergebrachten Erkundungsbohrungen im Heiligen Feld.

3 Subrosionserscheinungen im Heiligen Feld

Aufgrund der mächtigen Quartär-Überlagerung spricht man bei den Subrosionserscheinungen des Heiligen Feldes von bedecktem Karst, der hier als Kombination aus Sulfat- und Salinarkarst ausgebildet ist (WEINERT 1999). Im Untersuchungsgebiet kann zwischen großflächigen Subrosionssenken und einer Vielzahl lokaler Erdfälle unterschieden werden. Die Ablaugungsprozesse, die zur Bildung einer Subrosionssenke führen, gehen meist von Schichtgrenzen aus, wobei sich das darüber liegende Material syngenetisch

setzt. Erdfälle mit flachen, seitlich verschwimmenden Rändern bilden sich ebenfalls durch lang andauernde, langsame Bodensenkungen (LOTZE 1957). Erdfälle mit tiefen, steilen Rändern entstehen hingegen durch plötzliche Einbrüche (Kollapsstrukturen), die häufig im Laufe der Zeit weiter nachbrechen (z. B. der Erdfallsee, siehe Abb. 2).

LOTZE (1957) konnte insgesamt 61 Subrosionsstrukturen im Bereich des Heiligen Feldes nachweisen (vgl. Abb. 2), die sich hinsichtlich Größe, Umrissgestaltung, Tiefe und Erscheinungsweise deutlich voneinander unterscheiden. So variiert die Größe von wenigen Metern bis fast zwei Kilometern Durchmesser bzw. Länge. Der Umriss kann kreisrund, oval, elliptisch, länglich, unregelmäßig rundlich und selbst – so bei der Meerbecke-Niederung – gelappt und im Verlauf gewunden sein. Die Tiefe variiert zwischen wenigen Dezimetern und über 10 m wie im Erdfallsee (1949 größte gemessene Tiefe: 11,27 m) und im Großen Heiligen Meer (1949: 10,35 m). Die Senkungsbereiche sind teilweise mit relativ mächtigen Torfen aufgefüllt. So tritt beispielsweise östlich vom Großen Heiligen Meer mit der Meerbecke-Niederung ein größeres zusammenhängendes Niedermoorgebiet auf. Die Torfmächtigkeit schwankt dort im Allgemeinen zwischen 0,5 und 1,5 m. Randlich nimmt die Torfmächtigkeit naturgemäß ab und als Übergangsformen zu den mineralischen Böden treten Moorgleye auf. Darüber hinausgehende Mächtigkeiten wurden nur an einigen wenigen Stellen als Ausnahmeerscheinungen angetroffen. So beschreibt LOTZE (1957: 10) im Bereich des Erdfallsees vom 14. April 1913 eine über 5 m tiefe, trichterförmige Hohlform, die vollständig mit Torfmasse ausgefüllt war.

Während die Dokumentation der Erdfallbildung in historischer Zeit recht gut belegt ist, gibt es über das Vorhandensein fossiler Subrosionserscheinungen nur sehr wenige Hinweise.

Aufgrund vergleichender stratigrafisch-fazieller, tektonischer und paläogeografischer Überlegungen haben TIETZE (1914) und WEGNER (1913) sowie später auch LOTZE (1957) versucht, die Subrosionserscheinungen im Heiligen Feld auf die Auslaugung von Salinargesteinen und Kalksteinen des Zechsteins zurückzuführen. Diese Vorstellungen wurden jedoch erst in den siebziger Jahren des 20. Jahrhunderts im Rahmen der geologischen Landesaufnahme korrigiert (THIERMANN 1975a, 1975b). Danach sind die Erdfälle im Bereich des Heiligen Feldes im Nordwesten der Ibbenbürener Karbonscholle nicht durch die Auslaugung von Zechstein-Anhydriten entstanden, sondern durch die Ablaugungsprozesse der Steinsalz-, Gips- und Anhydrit-Einschaltungen im Münster-Mergel (Oberjura - Unterkreide). Im Bereich des Uffeler Moores und des Herthasees hingegen sind die Erdfälle durch die Ablaugung von den hier auskeilenden Steinsalzen des Mittleren Muschelkalks hervorgerufen.

Eine tiefergehende Erkundung der quartärzeitlichen Schichtenfolge sowie des tieferen Untergrundes des Heiligen Feldes wird hier erstmals vorgestellt.

4 Schichtenfolge im Subrosionsgebiet

Der Geologie des Subrosionsgebietes wird durch den Westrand der Ibbenbürener Karbonscholle bestimmt, die als Höhenzug auch morphologisch markant hervortritt, und dem weiten, von quartärzeitlichen Sedimenten aufgebauten Flachland in der Umrandung. Darunter verbirgt sich ein tektonisch komplex strukturierter mesozoischer Sockel mit eingeschalteten Salinargesteinen, die zu den auffälligen Subrosionserscheinungen geführt haben. Nachfolgend wird ein Überblick über die im Subrosionsgebiet anstehenden Gesteine und deren lithologische sowie fazielle Ausbildung gegeben.

4.1 Oberkarbon

Die ältesten im Subrosionsgebiet und seiner näheren Umgebung auftretenden Gesteinsfolgen gehören zum flözführenden Oberkarbon. Davon treten das Westfal C und das Westfal D im Bereich der Ibbenbürener Karbonscholle zutage, während das Westfal B noch im Untergrund verborgen ist. Die Gesteine bestehen aus kaum gefalteten Sand- und Tonsteinen mit Konglomeraten sowie eingeschalteten Kohleflözen.

4.2 Zechstein

Über den Gesteinen des Oberkarbons lagern mit einer schwachen Diskordanz die Kalksteine, Mergelsteine und Dolomite des Zechsteins. Die Vorstellung von Steinsalz- und Anhydriteinschaltungen in der näheren Umgebung der Ibbenbürener Karbonscholle konnte nicht bewiesen werden. Nach BÄSSLER (1970) kommen Salze des Zechsteins erst in 5 bis 10 km Entfernung westlich und nördlich der Karbonscholle vor. Sie haben daher für die Subrosionsprozesse im Bereich des Heiligen Feldes keine Bedeutung.

4.3 Trias

Ablagerungen der Trias sind im Untersuchungsgebiet nur aus Bohrungen bekannt. Im Bereich des Heiligen Feldes liegen sie größtenteils unter den Gesteinsabfolgen des Juras begraben. Im südlichen Bereich der Senkungszone hingegen, im Gebiet des Uffeler Sattels und östlich davon streichen sie an der Quartär-Basis im Untergrund aus. Die hier aufgetretenen Erdfälle im Bereich des Herthasees und des Uffeler Moores haben ihre Ursache in den Steinsalzeinschaltungen im Mittleren Muschelkalk. In das bis 20 m mächtige Steinsalz sind Anhydrite und tonige Lagen eingeschaltet. Die tonig-mergeligen und kalkig-sandigen Schichten des Keupers führen hingegen keine salinaren Einschaltungen. Im Gebiet nördlich des Großen Heiligen Meeres konnten in einigen Erkundungsbohrungen des Geologischen Dienstes Nordrhein-Westfalen Gesteine des mittleren Keupers erstmals nachgewiesen werden. Dieses Triasvorkommen kann nur im Zusammenhang mit den tektonischen Randstörungen der Ibbenbürener Karbonscholle erklärt bzw. interpretiert werden (vgl. Kap. 2).

4.4 Jura

Die Schichten des Juras bestehen im Lias und Dogger aus Ton- und Tonmergelsteinen. Ihr Ausstrich unter den Quartär-Ablagerungen ist durch eine streichende Störung, eine Randstörung der Karbon-Scholle, weitgehend unterdrückt. Daher streichen im Untergrund des Heiligen Feldes weithin nur die Gesteine des Malms an der Quartär-Basis aus. Durch Gebirgsbewegungen während des Juras ist jedoch die Schichtenfolge nicht ganz lückenlos (THIERMANN 1975b). Während die tieferen Schichten des Malms, die Gesteine des Oxfords, des Kimmeridge sowie des tieferen Tithons sandig und tonig entwickelt sind, treten im Münster-Mergel Salinargesteine auf.

4.4.1 Münster-Mergel

Der zwischen 200 und 500 m mächtige Münster-Mergel liegt im Grenzbereich der am Rande des Malm-Beckens ausgebildeten Sulfat-Fazies und der für den Zentralteil des Malm-Beckens charakteristischen Chlorid-Fazies. Die Gesteine des Münster-Mergels bestehen aus dunkelgrauen, stellenweise auch grünlichen, meist geschichteten, festen bis mürben, mitunter etwas sandigen Tonmergelsteinen und untergeordnet Ton- und Mergelsteinen, die örtlich dolomitisch sein können (SCHUSTER 1971). Ihnen sind fingerdicke Bänke von Fasergips und vergipstem Anhydrit eingeschaltet, die teilweise auch gefältelt sind. Von besonderer Bedeutung ist aber ein von SCHUSTER (1971) auf etwa 130 m Mächtigkeit geschätztes Steinsalzlager. Das Profil der Explorationsbohrung „Hörstel 1015“, die 1955 unweit des Großen Heiligen Meeres niedergebracht wurde, hat sowohl über den Aufbau des tieferen Untergrundes als auch über die Ursachen der Senkungen entscheidende Erkenntnisse gebracht. Im Folgenden wird das Profil der Explorationsbohrung Hörstel 1015 (nach SCHUSTER 1971) aufgeführt:

Die Quartär-Basis liegt bei 82,5 m unter Geländeoberkante (GOK) (= -37 m NN). Bereits 14,5 m darunter beginnen die ersten Anhydrit-Einschaltungen (97 m – 103 m u. GOK). Stärkere und reinere Anhydritpartien treten von 112 m – 127 m u. GOK auf, kompakte Anhydritbänke von 141,5 m – 144,0 m u. GOK und von 147,8 m – 149,3 m u. GOK. Der von 154,0 m – 159,0 m u. GOK m gezogene Schlusskern besteht aus festem, zum Teil etwas kavernösem, weißem Anhydrit. Zwischen den Anhydrit-Einschaltungen liegen hell- und dunkelgraue Tonmergelsteinlagen, teilweise auch durchsetzt mit Anhydrit. Das an den Kernen gemessene Einfallen beträgt 45° bis 60° in nordwestliche und westliche Richtungen. Da in der ca. 10 km südöstlich stehenden Bohrung Schierloh 1 die Steinsalz-Einschaltungen bereits 65 m unter dem Top

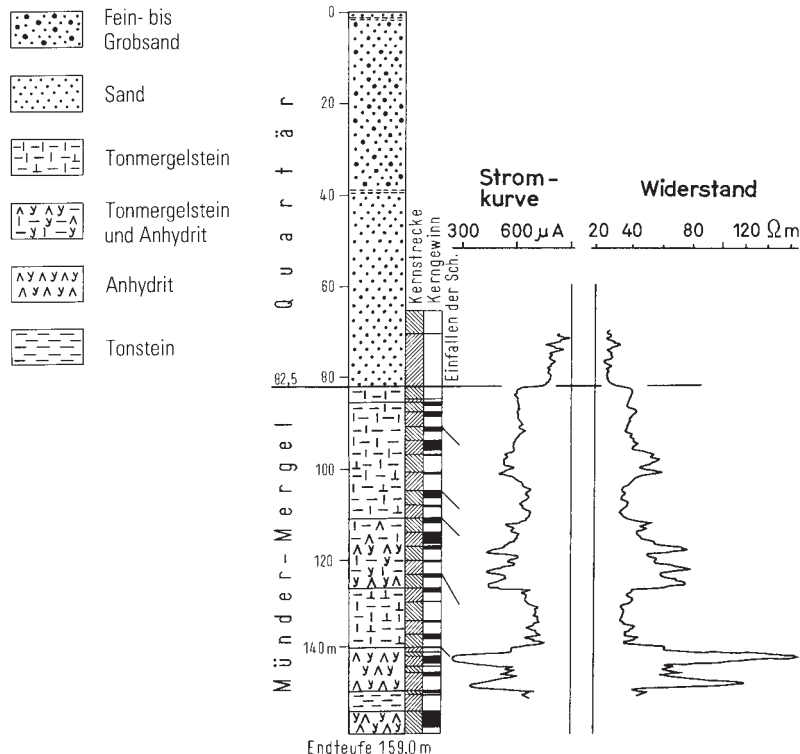


Abb. 4: Säulenprofil und Bohrlochmessungen im Münster-Mergel der Untersuchungsbohrung Hörstel 1015 (nach SCHUSTER 1971). (TK 25: 3611 Hopsten, R: 34 06820, H: 58 02630, Höhe: +45m NN); Lage der Bohrung siehe Abb. 2.

des Münster-Mergels beginnen, dürfte hier in der Position der Bohrung Hörstel 1015 im Untergrund bald Steinsalz zu erwarten sein (SCHUSTER 1971: 345).

4.5 Tertiär

Die Tertiärvorkommen im Bereich des Heiligen Feldes konzentrieren sich auf die tiefsten Absenkungsbereiche der Subrosionszone (siehe Abb. 5). So wurden in der Rammkernbohrung 3611/1100 (TK 25: 3611 Hopsten, R: 34 06779, H: 58 02689, +45 m NN) in einer Tiefe von 65,40 m u. GOK im Liegenden cromerzeitlicher Ablagerungen vermutlich pliozänzeitliche Sedimente erbohrt. Das pollenanalytische Ergebniss wies neben hohen Kiefernwerten insbesondere neogene Elemente (*Sciadopitys*, *Sequoia* und *Cupressaceae*) auf (vgl. Kap. 4.6.1).

Ablagerungen aus dem höheren Oligozän und dem unteren bis mittleren Miozän sind im Raum Hopsten unter relativ mächtigem Quartär erbohrt geworden (THIERMANN 1975a). Sie bilden südlich von Hopsten nur einzelne, isolierte Erosionsreste. Erst nördlich von Hopsten schließen sich die Vorkommen zu einem zusammenhängenden Verbreitungsgebiet zusammen. Die tertiärzeitlichen Ablagerungen bestehen nach SCHUSTER (1971) aus maximal 35 m, im Allgemeinen aber um 10 m mächtigen, grünlichgrauen, glaukonitischen, ungeschichteten, stark feinsandigen Tonsteinen und untergeordnet auch tonigen Feinsanden. Die genaue stratigrafische Einstufung der Tertiär-Vorkommen im weiteren Umfeld des Heiligen Feldes ist wegen der wenig eindeutigen Faunengemeinschaften und der geringen Gehalte an Pollen meist mit Unsicherheiten behaftet. So ergab die mikropaläontologische Untersuchung von Tonproben aus dem Untergrund des Haxfeldes Hinweise für ein marines bis brackisches Ablagerungsmilieu und eine Einstufung ins Oberoligozän und ins untere bis mittlere Miozän (THIERMANN 1975a: 89).

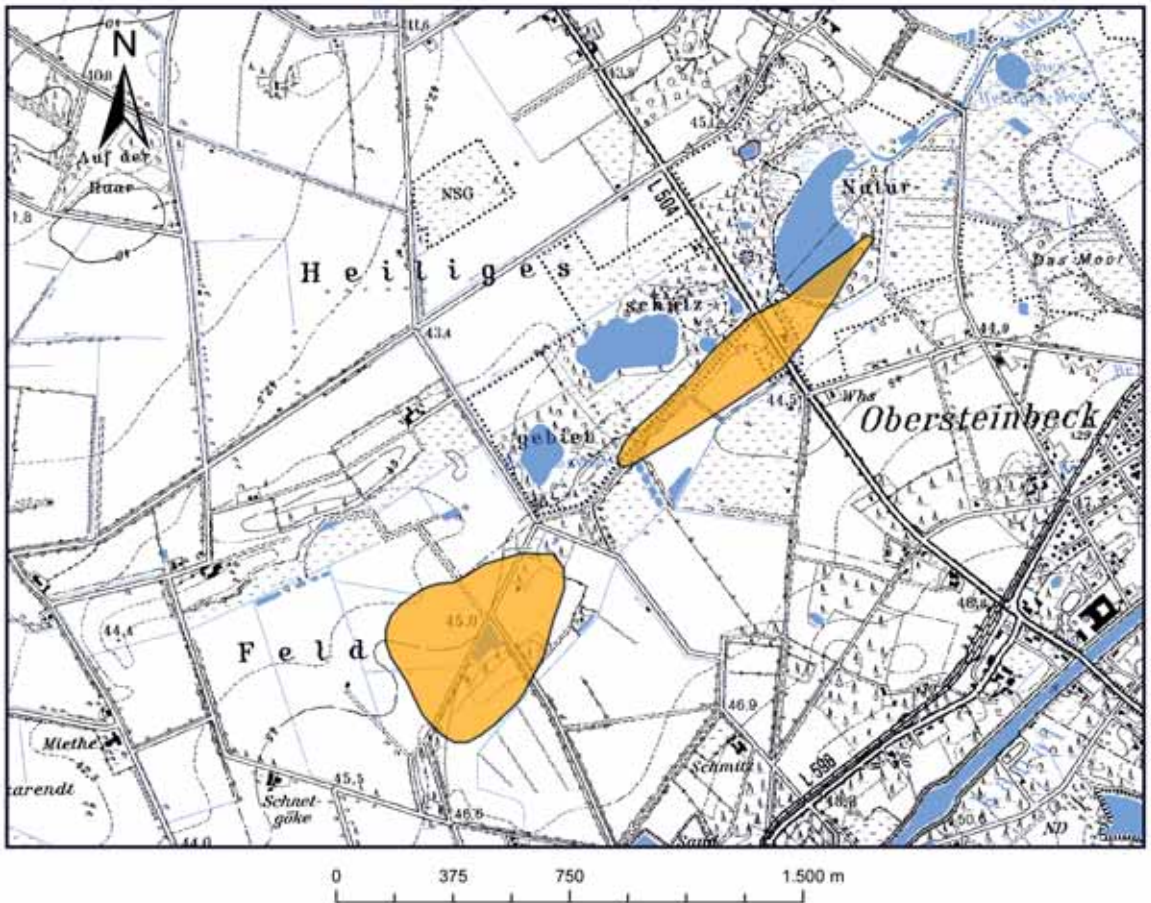


Abb. 5: Vermutliche Tertiärverbreitung im Bereich des Heiligen Feldes.

4.6 Quartär

In weiten Teilen des Untersuchungsgebietes sind Ablagerungen des Quartärs an der Geländeoberfläche verbreitet. Sie überlagern die mesozoischen Schichten diskordant in einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 20 bis 25 m. In den trichter- bis rinnenartigen Eintiefungen der Subrosionszone des Heiligen Feldes werden maximal 95 m erreicht, an anderen Stellen, wo sich Festgesteine morphologisch herausheben (Ibbenbürener Karbonscholle) dünne sie bis auf einen wenige Dezimeter oder Zentimeter mächtigen Schleier aus. Überwiegend sind die Ablagerungen der quartärzeitlichen Schichtenfolge im Untersuchungsgebiet während des Pleistozäns entstanden. Dessen sandige, sandig-kiesige oder schluffig-tonige, zuweilen auch torfigen Sedimente spiegeln den mehrfachen klimatischen Wechsel von Warm- und Kaltzeiten mit fluviatilen, glazigenen, glazifluvialen, glazilimnischen und periglaziären sowie äolischen Prozessen wider. Das markanteste Ereignis während des Pleistozäns war der Vorstoß des skandinavischen Inlandeises während des Saales, das bis in die Westfälische Tieflandsbucht vordrang. Einen Überblick über den Aufbau, die Verbreitung und die räumliche Zuordnung der Quartär-Ablagerungen im Untergrund des Heiligen Feldes geben die geologischen Schnitte (siehe Abb. 6).

In der Regel erfolgt eine lithostratigraphische Korrelation von Gesteinsabfolgen anhand interpretierter Bohrprofile. Für die Feinkorrelation innerhalb der hier untersuchten Schichtenfolge der Subrosionszone des Heiligen Feldes, speziell der quartärzeitlichen Ablagerungen, sind die Profile von Bohrungen im Spülverfahren zu ungenau. Rammkernbohrungen liegen nur selten vor. Hier erweist sich die ergänzende in-situ-Erkundung petrophysikalischer Parameter durch die Anwendung bohrlochgeophysikalischer Messverfahren als geeignetes, objektives Hilfsmittel zur Durchführung feinstratigraphischer Profilvergleiche (DÖLLING & LEHMANN 2005). Aus der Kombination einer feinstratigraphisch aufgenommenen Referenzbohrung (Rammkernbohrungen) mit den in-situ-Messwerten der natürlichen Gammastrahlung dieser Bohrung konnte für

die quartärzeitlichen Ablagerungen des Heiligen Feldes ein bohrlochgeophysikalisches Normalprofil erstellt werden. Mithilfe dieses Normalprofils lassen sich ausgewiesene Leithorizonte (beispielsweise Interglaziale) in den Gamma-Ray-Logs benachbarter Bohrprofile erkennen und miteinander korrelieren. Sie können dabei über Distanzen von mehreren Kilometern hinweg verfolgt werden.

Insbesondere mithilfe der niedergebrachten Rammkernbohrungen konnte ein sehr detailliertes Bild über die quartärzeitliche Schichtenfolge des Heiligen Feldes gewonnen werden. Die im Folgenden aufgeführten Beschreibungen der Sedimente beziehen sich daher im Wesentlichen auf die Bohrungsergebnisse der Rammkernbohrungen 3611/1100 (TK 25: 3611 Hopsten, R: 34 06779, H: 58 02689, Höhe: +45 m NN) und 3611/1102(TK 25: 3611 Hopsten, R: 34 06431, H: 58 02018, Höhe: +45 m NN), die südwestlich des Großen Heiligen Meeres abgeteuft wurden (siehe Abb. 7 u. 8). Tabelle 1 zeigt die stratigrafische Gliederung des Quartärs in der in Nordwestdeutschland weitgehend gebräuchlichen Einteilung.

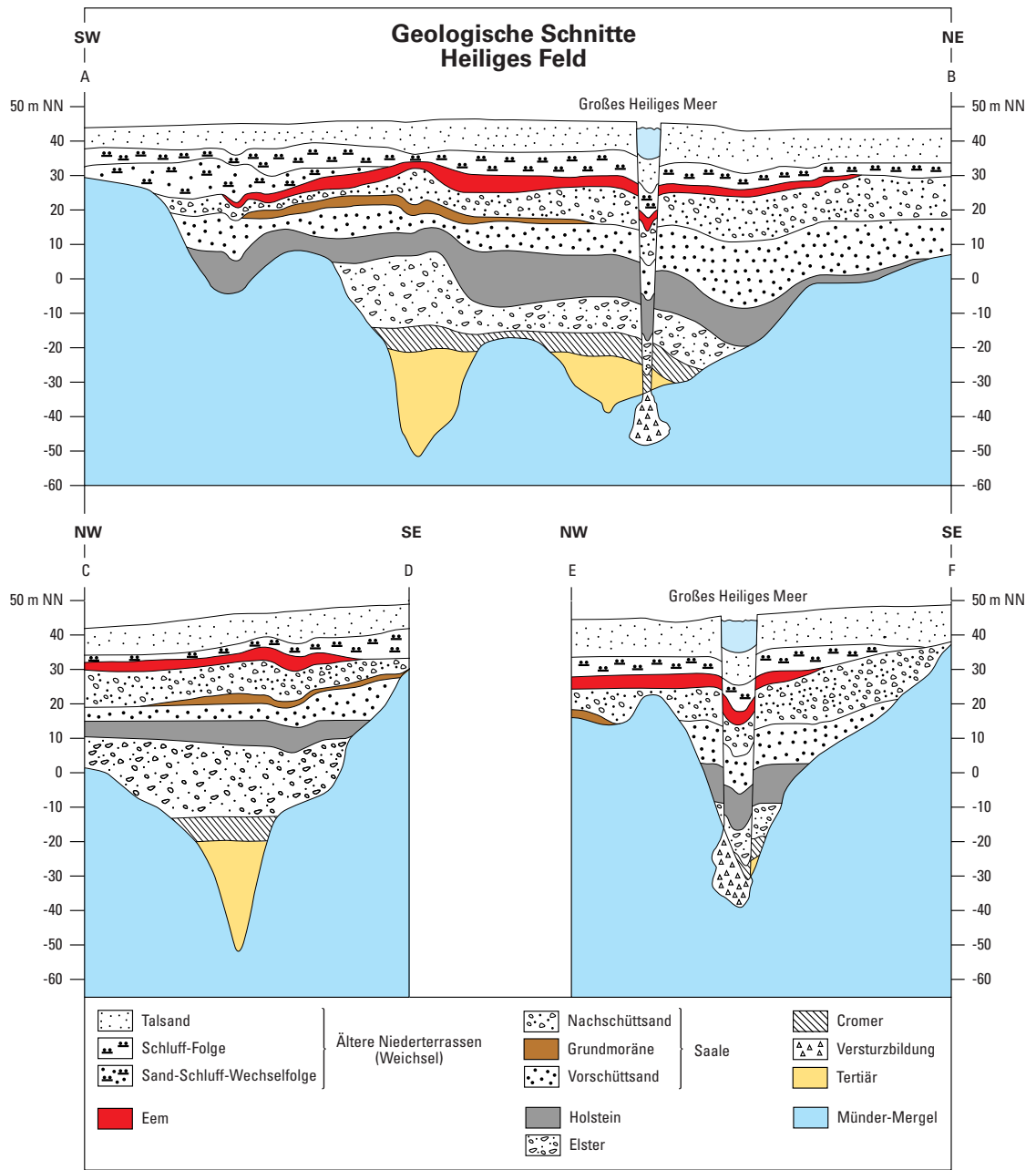


Abb. 6: Geologische Schnitte im Subrosionsgebiet des „Heiligen Feldes“ (Lage siehe Abb. 3).

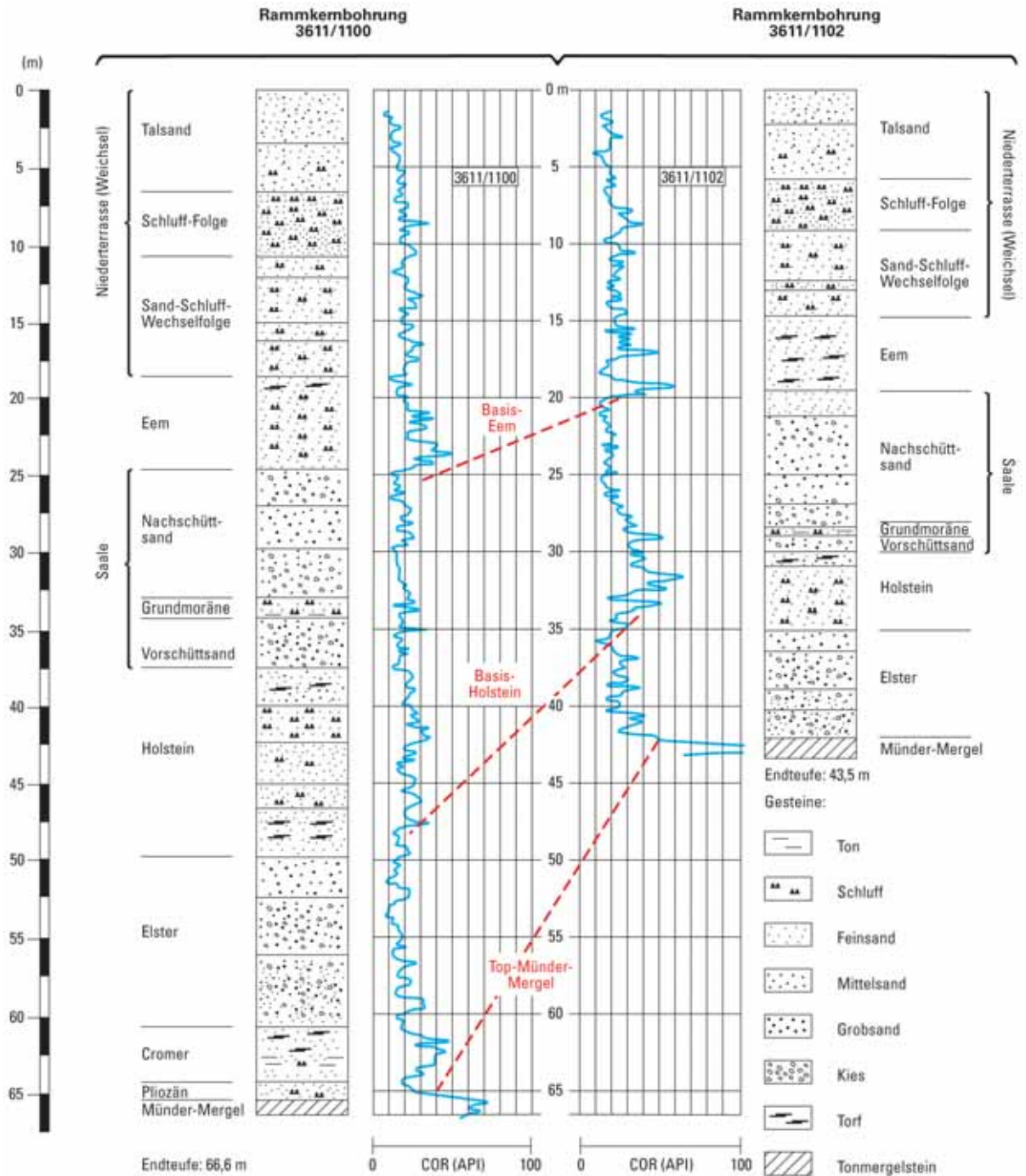


Abb. 7: Logkorrelation (Gamma Ray; geophysikalisches Normalprofil) und geologische Kurzprofile der Rammkernbohrungen 3611/1100 und 3611/1102 (Lage und Koordinaten der Bohrungen siehe Abb. 8).

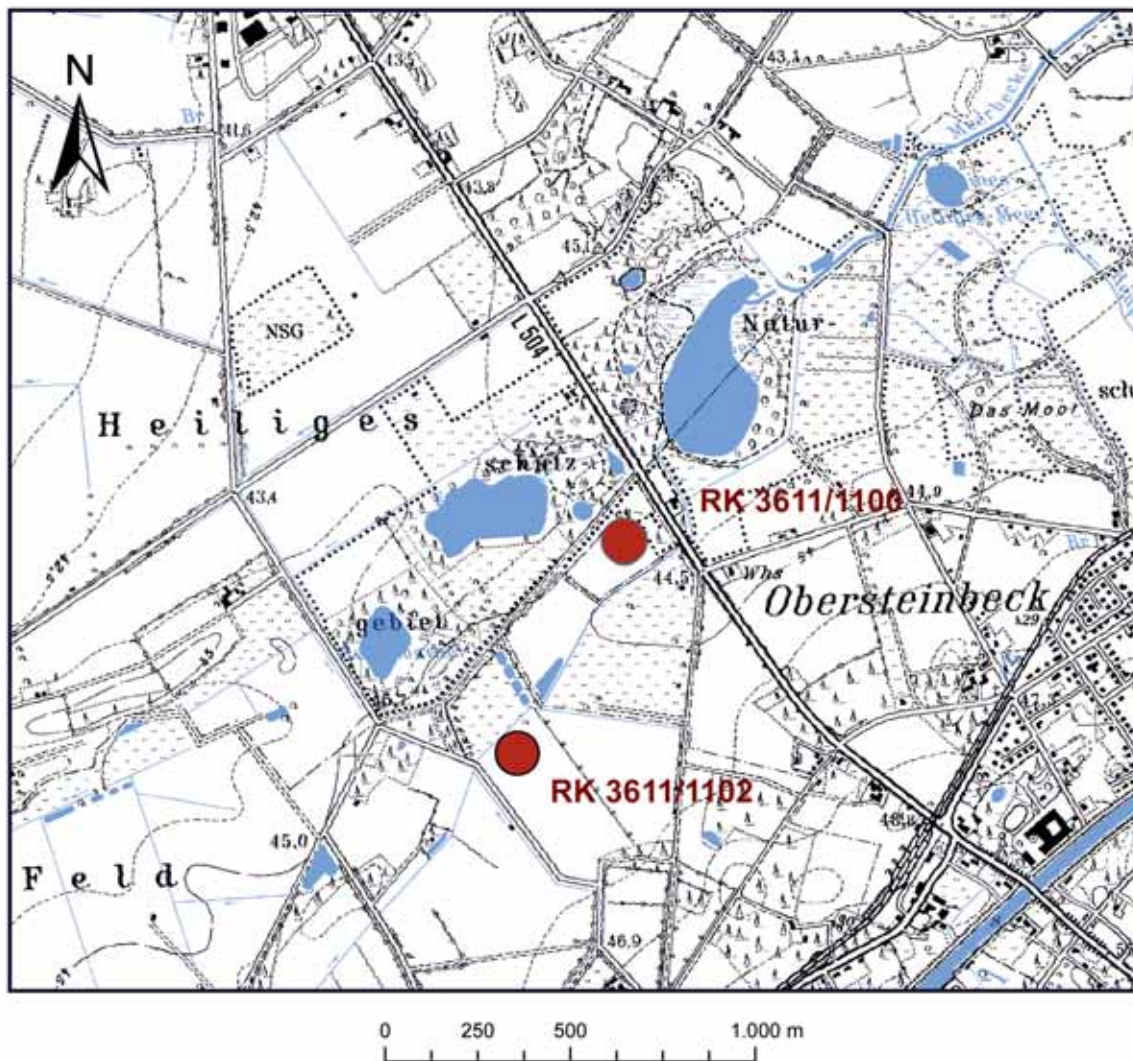


Abb. 8: Lage der beiden Rammkernbohrungen 3611/1100 (TK 25: 3611 Hopsten, R: 34 06779, H: 58 02689, Höhe: +45 m NN) und 3611/1102 (TK 25: 3611 Hopsten, R: 34 06431, H: 58 02018, Höhe: +45 m NN) im Bereich des Heiligen Feldes.

		Jahre vor heute	Nordwestdeutschland			
Holozän		10 000	Postglazial		Subatlantikum	
					Subboreal	
					Atlantikum	
					Boreal	
					Präboreal	
Pleistozän	Ober-Pleistozän	13 000	Weichsel	Spätglazial	Jüngeres <i>Dryas</i>	
		115 000			Alleröd	
					Älteres <i>Dryas</i>	
					Bölling	
					Ältestes <i>Dryas</i>	
				Hochglazial		
				Frühglazial	Denekamp	
		Hengelo				
		Moorshoofd				
	Odderade					
	Brörup					
	127 000	Eem				
	Mittel-Pleistozän	245 000	Saale-Komplex	Warthe		
				Vorselaer		
				Drenthe		
		Dömnitz (Wacken)				
		Fuhne				
		Holstein				
		330 000	Elster-Komplex			
	480 000					
	Unter-Pleistozän	2,4 Mio.	Cromer-Komplex			
Bavel-Komplex						
Menap-Komplex						
Waal-Komplex						
Eburon-Kaltzeit						
Tegelen-Komplex						
Ältere Kalt- und Warmzeiten						

Tab. 1: Gliederung des Quartärs in Nordwestdeutschland (verändert nach KLOSTERMANN 1992, 1995).

4.6.1. Pollenstratigrafische Datierungen

Die beiden Rammkernbohrungen wurden pollenanalytisch untersucht und dazu möglichst engständig (alle 5 cm) beprobt. Das Material ist nach einer Vorbehandlung mit KOH und 45% iger HF nach der Acetolyse-Methode von ERDTMANN aufbereitet und abschließend gesiebt (10 µm) worden. Das Ergebnis der Analyse ist in den Pollendiagrammen der Abbildungen 9 und 10 dargestellt. Dabei beziehen sich die prozentualen Angaben auf die Summe aller Landpflanzenpollen = 100%.

4.6.1.1. Pollenstratigrafie der Rammkernbohrung 3611/1100

Es wurden folgende feinklastische Bereiche beprobt:

1. Intervall: 61,40 m – 65,65 m u. GOK
2. Intervall: 47,50 m – 49,85 m u. GOK
3. Intervall: 37,35 m – 38,00 m u. GOK
4. Intervall: 29,55 m – 29,80 m u. GOK
5. Intervall: 24,45 m – 24,55 m u. GOK
6. Intervall: 18,25 m – 20,35 m u. GOK

Im ersten Intervall weichen die untersten drei Proben (Entnahmeteufen: 65,65 m, 65,50 m, 65,40 m u. GOK) von den übrigen dadurch ab, dass sie bei hohen Kiefernwerten neogene Elemente (*Sciadopitys*, *Sequoia*, *Cupressaceae* u. a.) aufweisen. Diese Proben markieren demnach pliozänzeitliche Sedimente.

Die übrigen Proben weisen neben hohen Kiefern-, Birken- und Erlenwerten altpleistozäne Pollen wie Lärche und *Bruckenthalia* auf. Damit dürfte dieser Abschnitt in den Cromer-Komplex gehören. Die Proben der Intervalle 2 und 3 repräsentieren in ihrer Kiefern-Erlen-Dominanz in Verbindung mit hohen Tannenwerten die Holstein-Warmzeit. Dabei markiert das Intervall 2 den protokratischen Abschnitt mit zusätzlichen hohen Birken- und Gräserwerten, das Intervall 3 einen späteren Abschnitt.

Die Intervalle 4, 5 und 6 markieren die Eem-Warmzeit, belegt vor allem durch außerordentlich hohe Haselwerte, wobei die Hasel nicht vor dem Eichenmischwald auftritt, sondern offenbar zumindest zeitgleich. Das 4. und 5. Intervall markieren dabei die Phase B sensu LANG (1994), den ersten Teil der mesokratischen Phase, mit hohen Haselwerten und einem deutlichen Nachweis des Eichenmischwaldes. Das 6. Intervall gehört in die Phase D sensu LANG (1994), die telokratische Phase, in der die klimatisch anspruchsvollen sommergrünen Laubgehölze durch Nadelgehölze und die Birke ersetzt werden. Sie markiert den Übergang von der Eem-Warmzeit in die Weichsel-Kaltzeit mit ausgedehnten *Calluna-Heiden*. Die zweite mesokratische, durch Hainbuchen gekennzeichnete Phase C lässt sich nicht nachweisen. Vermutlich wurde das entsprechende Sediment erodiert.

4.6.1.2. Pollenstratigrafie der Rammkernbohrung 3611/1102

Die Bohrung durchhörte neben grobklastischen Abfolgen Torfe von 14,80 m – 19,55 m u. GOK sowie von 29,90 m – 33,6 m u. GOK.

In der unteren Torflage dominieren Pollen von Kiefer, Erle, Fichte und Birke sowie unter den Kräutern die Pollen der Süßgräser. Dabei ist diese Abfolge deutlich dreigeteilt, wobei vor allem die Gräser im ersten (29,90 m – 31,00 m u. GOK) und dritten Abschnitt (32,00 m – 33,65 m u. GOK) vorherrschen. Damit ist hier eine halboffene Kältesteppe landschaft dokumentiert. Im mittleren Abschnitt herrschen die winterharten Gehölze vor, womit ein geschlossener, borealer Nadelwald erfasst ist. Thermophile Gehölze sind nur durch einzelne, von Ferne eingewehte Pollenkörner belegt. Vor allem die Kiefern-Erlen-Dominanz belegt in Verbindung mit *Bruckenthalia* die ausgehende Holstein-Warmzeit.

Auch die obere Torflage lässt sich pollenfloristisch in drei Abschnitte gliedern. Im unteren Abschnitt (17,00 m – 19,50 m u. GOK) beherrscht die Birke gemeinsam mit Süßgräsern das Bild. Ihre Anteile nehmen dabei ab, die der Kiefer hingegen zu. Wichtige Begleiter sind ferner Riedgräser und Beifuß. Diese Asso-

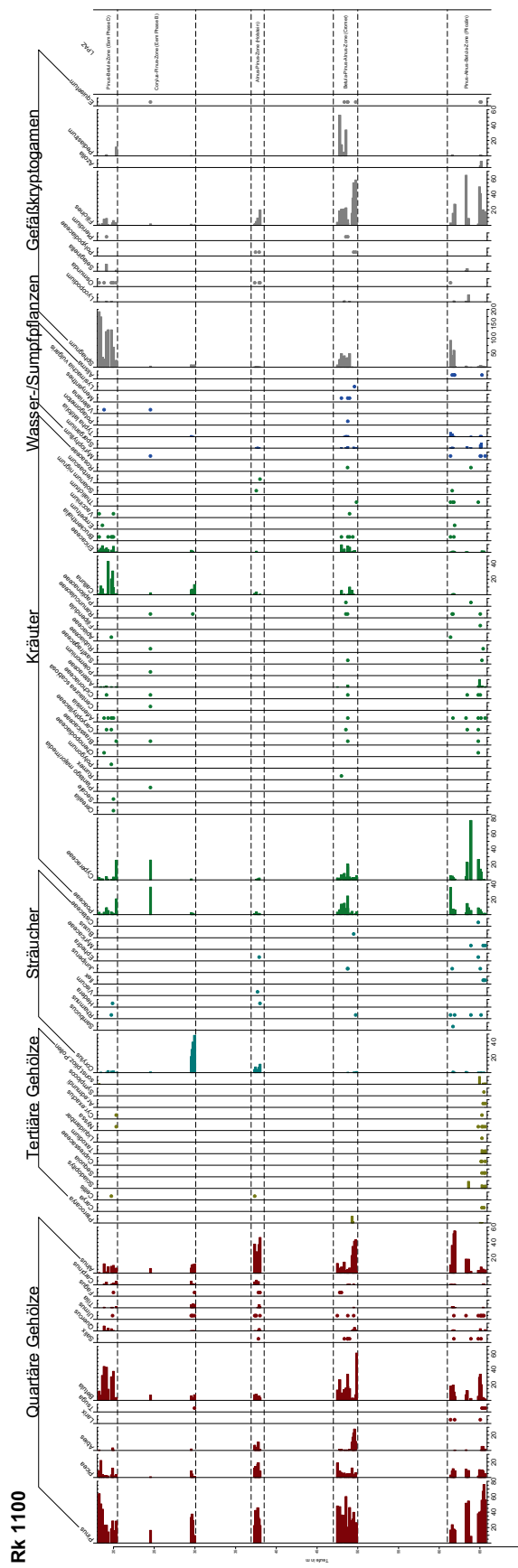


Abb. 9: Pollendiagramm der Rammkernbohrung 3611/1100.

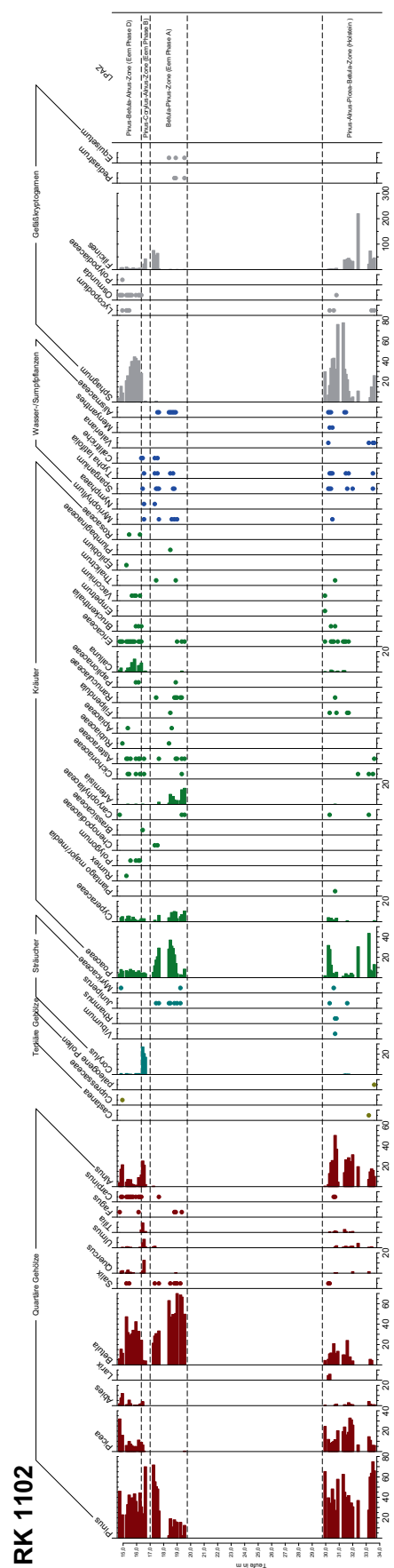


Abb. 10: Pollendiagramm der Rammkernbohrung 3611/1102.

ziation kennzeichnet eine halboffene Kältesteppe, wie sie für eine protokratische Phase kennzeichnend ist. Sie entspricht der Phase A sensu LANG (1994) der Eem-Warmzeit.

Im mittleren Abschnitt (16,30 m – 17,00 m u. GOK) sind die Anteile kälteresistenter Gehölze und Kräuter stark rückläufig. Stattdessen sind die thermophilen Elemente des Eichenmischwaldes (Eiche, Ulme, Linde) und auch die Hainbuche präsent. Vor allem die auffallend hohen Haselwerte (bis 21%) belegen die mesokratische Phase B (sensu LANG 1994) der Eem-Warmzeit. Dabei erfolgt die Ausbreitung der Hasel nach dem von Eiche, Ulme und Linde.

Wie in der Rammkernbohrung 3611/1100 lässt sich die zweite mesokratische Phase ebenfalls nicht nachweisen. Stattdessen weist der obere Abschnitt (14,80 m – 16,30 m u. GOK) wiederum überwiegend kälteresistente Gehölze auf. Neben Kiefer, Fichte und Birke sind vor allem relativ hohe Quoten der Tanne (bis 11%) zu nennen. Damit ist die Phase D sensu LANG (1994) dokumentiert, die telokratische Phase der Eem-Warmzeit.

4.6.2 Cromer-Komplex

Der Cromer-Komplex umfasst sechs Warm- und fünf Kaltzeiten (CASPERs et al. 1995: Tab. 1). Für das südniedersächsische Nachbargebiet des nördlichen Münsterlandes gibt die Quartärgeologische Übersichtskarte von Niedersachsen und Bremen 1: 500 000 (NIEDERSÄCHS. L.-AMT BODENFORSCH. 1995) sechs pollenanalytisch datierte Vorkommen von Teilbereichen des Cromers an, wovon die meisten gleichfalls in Subrosionssenken gelegen sind. So wurde im Auslaugungsbereich des Münder-Mergel-Salinars (Oberer Malm - Unterkreide) im Blattgebiet 3515 Hunteburg nordöstlich von Osnabrück durch eine Forschungsbohrung (Hunteburg G58) des Niedersächsischen Landesamtes für Bodenforschung (heute: LBEG) die frühcromerzeitliche „Hunteburg-Warmzeit“ pollenanalytisch nachgewiesen (HAHNE et al. 1994: 117). In der Rammkernbohrung 3611/1100 wurden erstmals im nördlichen Münsterland cromerzeitliche Sedimente erbohrt (vgl. Kap. 4.6.1). Durch geophysikalische Bohrungskorrelationen konnten die cromerzeitlichen Ablagerungen in der Subrosionszone gut erfasst werden (siehe Abb. 11). Die cromerzeitliche Sedimentfüllung der Subrosionssenne des Heiligen Feldes dokumentiert ganz lokale geologische Vorgänge innerhalb der pleistozänen Entwicklungsgeschichte des nördlichen Münsterlandes.

Gesteine: In der Rammkernbohrung 3611/1100 wurde im Liegenden von elsterzeitlichen Schmelzwasserablagerungen im Teufenintervall von 61,10 m bis 65,65 m u. GOK eine Abfolge von karbonatfreien, braunen bis dunkelbraunen zuweilen auch dunkelgrauen bis schwarzgrauen, zum Teil schwach sandig-tonigen Schluffen angetroffen. Mitunter sind Einschaltungen von gering mächtigen schwarzbraunen bis braungrauen Torfhorizonten zu beobachten. Oft ist eine Feinschichtung im Zentimeterbereich oder eine feine Bänderung zu erkennen.

Das Schwermineralspektrum der cromerzeitlichen Ablagerungen (vgl. Abb. 15) ist vor allem durch ein Überwiegen der Schwerminerale Epidot (31,5 – 36,5 %) und Granat (28,5 – 35,0 %) gekennzeichnet. Nachgeordnet sind mit wesentlich geringeren Anteilen die Schwerminerale Grüne Hornblende (ca. 9 %), Turmalin (ca. 8 %), Zirkon (ca. 5,5 %) und Staurolith (ca. 5 %) sowie Klinopyroxen (4,5 %).

Altersstellung: Cromerzeitliche Sedimente konnten pollenanalytisch erstmals im nördlichen Münsterland nachgewiesen werden (vgl. Kap. 4.6.1). Über Beginn und Ende der Sedimentation der cromerzeitlichen Gesteine liegen für das Untersuchungsgebiet jedoch keine sicheren Angaben vor. Aus der oben genannten Forschungsbohrung Hunteburg G58 (TK 25: 3515 Hunteburg) sind vergleichbare Ablagerungen seit längerem bekannt und werden dort aufgrund pollenanalytischer Untersuchungen einer vollständigen cromerzeitlichen Warmzeit, die als Hunteburg-Warmzeit bezeichnet wird, zugeordnet (HAHNE et al. 1994; MENGELING 1994). Die in Hunteburg erfasste Warmzeit ist sehr wahrscheinlich mit dem Harreskov- (und Ølgod-) Interglazial in Dänemark und vermutlich auch mit dem Westerhoven-Interglazial (Niederlande) zu parallelisieren (CASPERs et al. 1995).

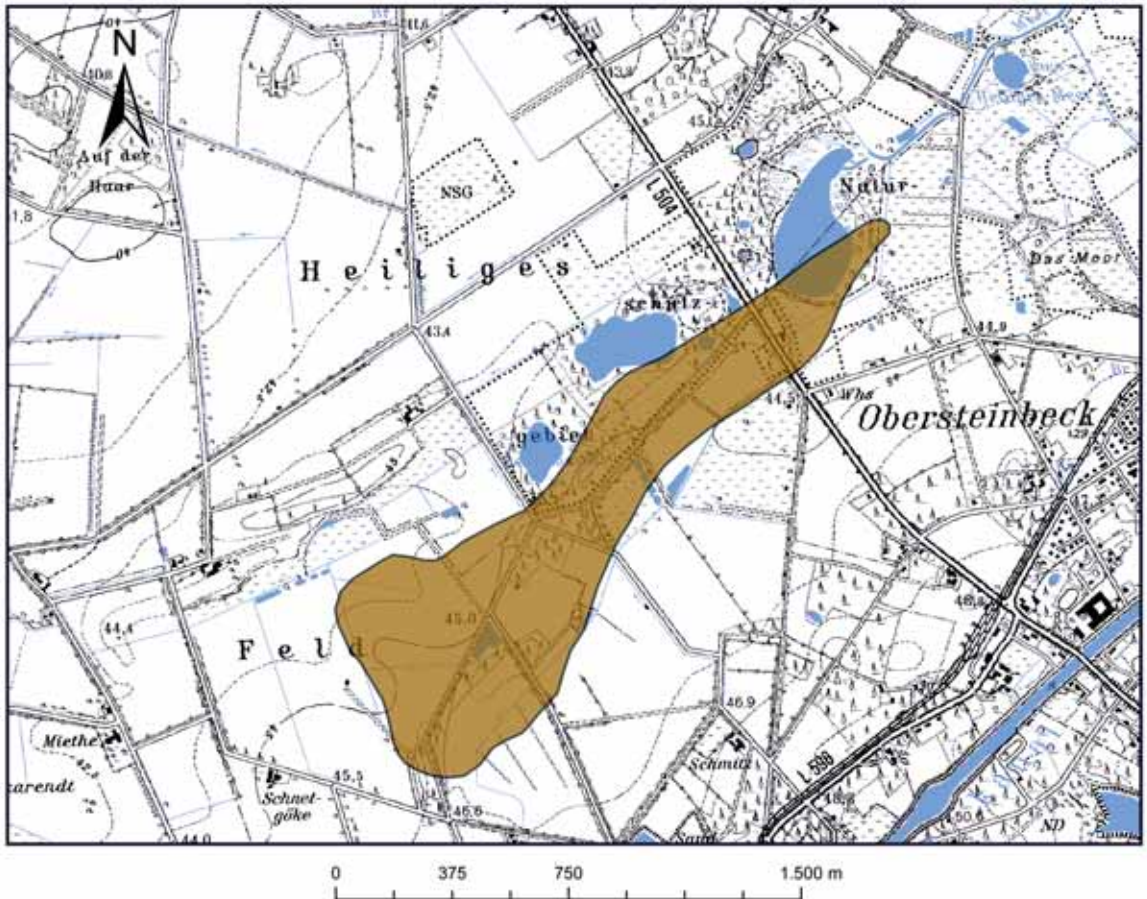


Abb. 11: Verbreitung cromerzeitlicher Ablagerungen im Bereich des Heiligen Feldes.

Verbreitung und Mächtigkeit: Cromerzeitliche Sedimente (vgl. Abb. 11) wurden bisher in der Rammkernbohrung 3611/1100 im zentralen Bereich der Senkungszone des Heiligen Feldes erbohrt. Sie erreichen dort eine Mächtigkeit von ca. 4,60 m. Cromerzeitliche Ablagerungen wurden ebenfalls in den zahlreichen Subrosionssenkten Ostwestfalens angetroffen. Nach DEUTLOFF & STRITZKE (1999) erreichte das pleistozäne Subrosionsgeschehen in Ostwestfalen während des Cromer-Komplexes seinen Höhepunkt.

4.6.3 Elster-Komplex

Zu Beginn des Elsters veränderte der erste Inlandeisvorstoß aus Skandinavien die mitteleuropäische Landschaft grundlegend, indem flächenhaft Staubecken-, Schmelzwasser- und Gletscherschuttsedimente abgelagert wurden (EHLERS 1994). Elsterzeitliche Grundmoräne konnte in den niedergebrachten Bohrungen im Bereich des Heiligen Feldes bisher nicht nachgewiesen werden. Im weiteren Umfeld lassen sich aus Bohrergergebnissen jedoch deutliche Hinweise für elsterzeitliches Moränenmaterial herleiten. So beschreibt THIERMANN (1975a: 189) in einer Aufschlussbohrung nördlich von Hörstel eine ca. 5 m mächtige elsterzeitliche Grundmoräne (Aufschlussbohrung 38, TK 25: 3611 Hopsten, R: 34 01900, H: 57 98740, Höhe: +41,25 m NN). Im Liegenden holsteinzeitlicher Fein- bis Mittelsande treten dort mittel- bis grobkörnige, teilweise auch schluffige, tonige Sande mit Geschiebemergel-Linsen in einem fossilen Erdfall auf. Schmelzwasserablagerungen der Elster-Zeit sind dagegen in der Subrosionszone des Heiligen Feldes weit verbreitet (siehe Abb. 12).

4.6.3.1 Schmelzwasserablagerungen der Elster-Zeit

In der Rammkernbohrung 3611/1100 wurden im Teufenbereich von 49,85 m bis 61,05 m u. GOK elsterzeitliche Schmelzwasserablagerungen erbohrt. Gleichfalls konnten in der Rammkernbohrung 3611/1102 im Teufenintervall von 35,0 m bis 42,0 m u. GOK elsterzeitliche Sedimente nachgewiesen werden. Auch in zahlreichen Spülbohrungen wurden elsterzeitliche Ablagerungen angetroffen.

Gesteine: Die Schmelzwasserablagerungen des Elster-Eises bestehen überwiegend aus schwach feinsandigen Mittelsanden, die nur wenige Grobsand- oder Feinkieslagen enthalten. Die wenigen Kieslagen keilen dabei auf kurzer Entfernung aus oder führen mitunter linsenförmige Einschaltungen feinsandiger Schluffe und Tone. Auffallend sind die in der Grobsand- und Feinkiesfraktion immer zahlreichen nordischen Komponenten, die auch noch in der feineren Sandfraktion durch zahlreiche bunte Körner (Feldspäte, Schwerminerale) in Erscheinung treten. Von unten nach oben nimmt der Kiesanteil meist kontinuierlich ab. Die Schmelzwasserablagerungen sind zumeist hellgrau bis braungrau gefärbt, zuweilen treten auch dunkel- bis schwarzgraue Färbungen auf, gelegentlich ist ein schwacher Kalkgehalt vorhanden. Die für glazifluviale Ablagerungen charakteristische intensive Schrägschichtung (HINZE et al. 1989) ist in den Bohrungen häufig zu beobachten.

Charakteristisch für die Schichtenfolge ist darüber hinaus das Auftreten feinkörniger Schmelzwasserabsätze (Beckenschluffe, Beckentone), die als kleinräumige oder weiter durchhaltende Einlagerungen in den Sanden und Kiesen anzutreffen sind und die auf eine örtlich verringerte Strömungsgeschwindigkeit hinweisen. Es handelt sich im Wesentlichen um schwach tonige Schluffe bis schluffige Tone, denen örtlich schwach mittelsandige Feinsande eingeschaltet sind. Die Beckenablagerungen sind überwiegend dunkel- bis schwarzgrau gefärbt. Stellenweise ist ein schwacher Kalkgehalt vorhanden.

Das Schwermineralspektrum der elsterzeitlichen Ablagerungen (vgl. Abb. 15) ist im Bereich der Bohrungen 3611/1100 und 3611/1102 vor allem durch ein Überwiegen der Schwerminerale Granat (32,0 – 41,5 %), Epidot (12,5 – 23,5 %) und Grüne Hornblende (11,0 – 17,05 %) sowie Zirkon (7,0 – 12,0 %) gekennzeichnet. Nachgeordnet sind mit wesentlich geringeren Anteilen die Schwerminerale Staurolith (3,5 – 6,0 %), Turmalin (4,0 – 5,5 %) und Klinopyroxen (1,0 – 4,5 %). Ein quantitativer Unterschied gegenüber der Schwermineralführung des liegenden Cromer-Komplexes lässt sich nicht erkennen. Nach MENGELING (1986) zeichnen sich die elsterzeitlichen Schmelzwasserablagerungen im Bereich nördlich von Osnabrück durch hohe Anteile nordischer Kiese (25 %), sehr hohe Anteile einheimisch-mesozoischer Kiese (57 %) und geringe Anteile einheimisch-paläozoischer Kiese (13 %) aus.

Altersstellung: Eine altersmäßige Datierung auf der Basis mikropaläozoologischer Untersuchungen ist nicht möglich. Palynologische Untersuchungen liegen für das Untersuchungsgebiet bisher nicht vor. Aus dem nordöstlich vorgelagerten Wiehengebirgsvorland verweist SKUPIN (2005) in elsterzeitlichen Schmelzwasserablagerungen auf das Vorhandensein jungtertiärer beziehungsweise altpleistozäner Florenelemente wie *Tsuga* (Schierlingstanne), *Buxus* (Buchsbaum), *Ilex* (Stechpalme), *Myrica* (Gagelstrauch), *Pterocarya* (Flügelnuss), *Carya* (Hicorynuss) und *Castanea* (Kastanie). Diese Floren sind ein wichtiges Indiz für ein mittel- bis unterpleistozänes Alter. Geringe Carpinus- und Eichenmischwaldwerte sowie markante *Tsuga*-Quoten machen eine Zuordnung in das Bavel wahrscheinlich. Mit großer Sicherheit handelt es sich jedoch um umgelagerte Pollen, so dass aufgrund der lithostratigrafischen Verhältnisse die Schichten als elsterzeitlich einzustufen sind.

Verbreitung und Mächtigkeit: Die elsterzeitlichen Schmelzwasserablagerungen sind in der gesamten Subrosionszone weit verbreitet (siehe Abb. 12). Die Mächtigkeit beträgt bis zu 25 m. Die feinkörnigen Beckenablagerungen erreichen maximal eine Mächtigkeit von 1,5 m.

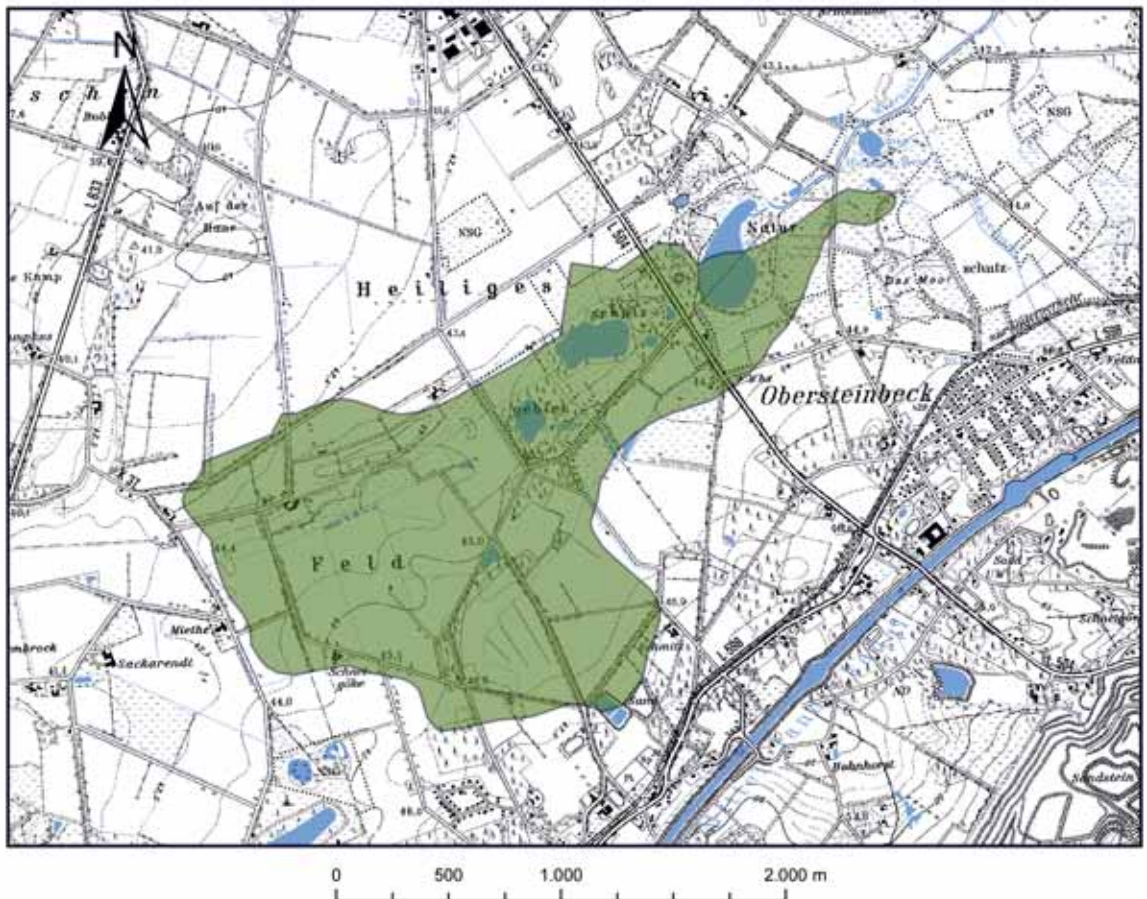


Abb. 12: Verbreitung elsterzeitlicher Ablagerungen im Bereich des Heiligen Feldes.

4.6.4 Holstein

Ablagerungen des Holstein-Interglazials, einem lang andauernden Zeitabschnitt des Quartärs mit feucht-humidem, deutlich ozeanisch geprägtem Klima (KLOSTERMANN 1999: 155), sind im gesamten östlichen und nördlichen Münsterland bekannt, wo sie überwiegend in ausgeprägten Rinnenpositionen erbohrt wurden (BAECKER 1963; LENZ 1997). So werden ihre häufig grobsandig-kiesigen, zum Teil auch schluffig-tonigen Sedimente im nordwestlichen und nördlichen Münsterland entweder aus eng begrenzten Rinnen nachgewiesen (BAECKER 1963), oder nehmen – wie im südlichen Vorland des Teutoburger Waldes – in größerer Verbreitung den untersten Abschnitt mächtiger Quartär-Abfolgen ein (STAUDE 1986). Die überregionale Verbreitung dieser Ablagerungen lässt vermuten, dass sie im Münsterland vor ihrer weitgehenden Ausräumung einen zusammenhängenden Sedimentkörper aufbauten.

Auch im Untersuchungsgebiet sind holsteinzeitliche Sedimente auf die tief in die Festgesteinsoberfläche eingesenkten Bereiche der Subrosionszone des Heiligen Feldes beschränkt. In der Rammkernbohrung 3611/1100 wurde eine über 12 m mächtige Abfolge von holsteinzeitlichen Sedimenten erbohrt (Teufenintervall: 37,35 – 49,85 m u. GOK). In der Rammkernbohrung 3611/1102 wurden im Teufenbereich 29,9 – 35,0 m u. GOK ebenfalls ca. 5 m mächtige holsteinzeitliche Sedimente angetroffen (siehe Abb. 13).



Abb. 13: Holsteinzeitliche Torfe in der Rammkernbohrung 3611/1100 (Teufenintervall: 45 m – 50 m u. GOK).

Gesteine: Die holsteinzeitliche Schichtenfolge besitzt im Untersuchungsgebiet eine örtlich stark wechselnde Gesteinsausbildung. Nach den aus den verschiedenen Rammkern- und Spülbohrungen vorliegenden Bohrproben bestehen die Sedimente des Holsteins aus hellgrauen bis mittelgrauen, mitunter auch hellbraunen bis grüngrauen, tonigen Grobschluffen. Des Weiteren treten häufig schwarzbraune, zumeist kalkfreie Torfhorizonte auf. Daneben sind Lagen aus grauen bis hellbraunen, schwach schluffigen Fein- und Mittelsanden eingeschaltet. Örtlich zeigt sich eine intensive Wechsellagerung aus schluffigem, teilweise feinsandigem Ton und feinsandigem Schluff mit gelbbraunen bis graubraunen Fein- und Mittelsandlagen. Mitunter sind dünne Grobsandlagen zwischengeschaltet. Die feinkörnigeren Schichtenabschnitte weisen eine laminare Schichtung auf, die durch einen Wechsel aus schluffigen, tonigen und feinsandigen Lagen hervorgerufen wird. Hierbei handelt es sich vermutlich um Seesedimente örtlich auch um Verschwemmungsablagerungen. Die feinkörnigeren Bereiche führen häufig humose Bestandteile und enthalten feine Pflanzenhäcksel und Holzreste in großen Mengen. Nordische Geschiebe fehlen in den Sedimenten des Holsteins gänzlich.

Das Schwermineralspektrum (vgl. Abb. 15) der holsteinzeitlichen Sedimente ist in der Rammkernbohrung 3611/1100 durch die Schwerminerale Granat (ca. 38 %), Epidot (ca. 27 %) und Zirkon (ca. 13 %) sowie Grüne Hornblende (ca. 10 %) gekennzeichnet. Nachgeordnet sind mit wesentlich geringeren Anteilen die Schwerminerale Turmalin (ca. 5 %), Klinopyroxen (ca. 3,5 %) und Alterit (ca. 2 %). Die Gehalte der übrigen Schwerminerale liegen im Schnitt bei 1 % oder weniger. Diesen Durchschnittswerten stehen innerhalb des Profils größere Schwankungsbereiche für die einzelnen Schwerminerale gegenüber, die mit 2,5 - 18 % für Zirkon, 17,5 - 34 % für Granat und 18 - 36 % für Epidot recht beträchtlich sein können.

Altersstellung: In der Rammkernbohrung 3611/1100 (südwestlich des Großen Heiligen Meeres, R: 34 06779, H: 58 02689) wurden in den Teufenintervallen 47,50 – 49,85 m u. GOK sowie 37,35 – 38,00 m u. GOK pollenanalytisch datierbare holsteinzeitliche Sedimentproben angetroffen (vgl. Kap. 4.6.1.1).

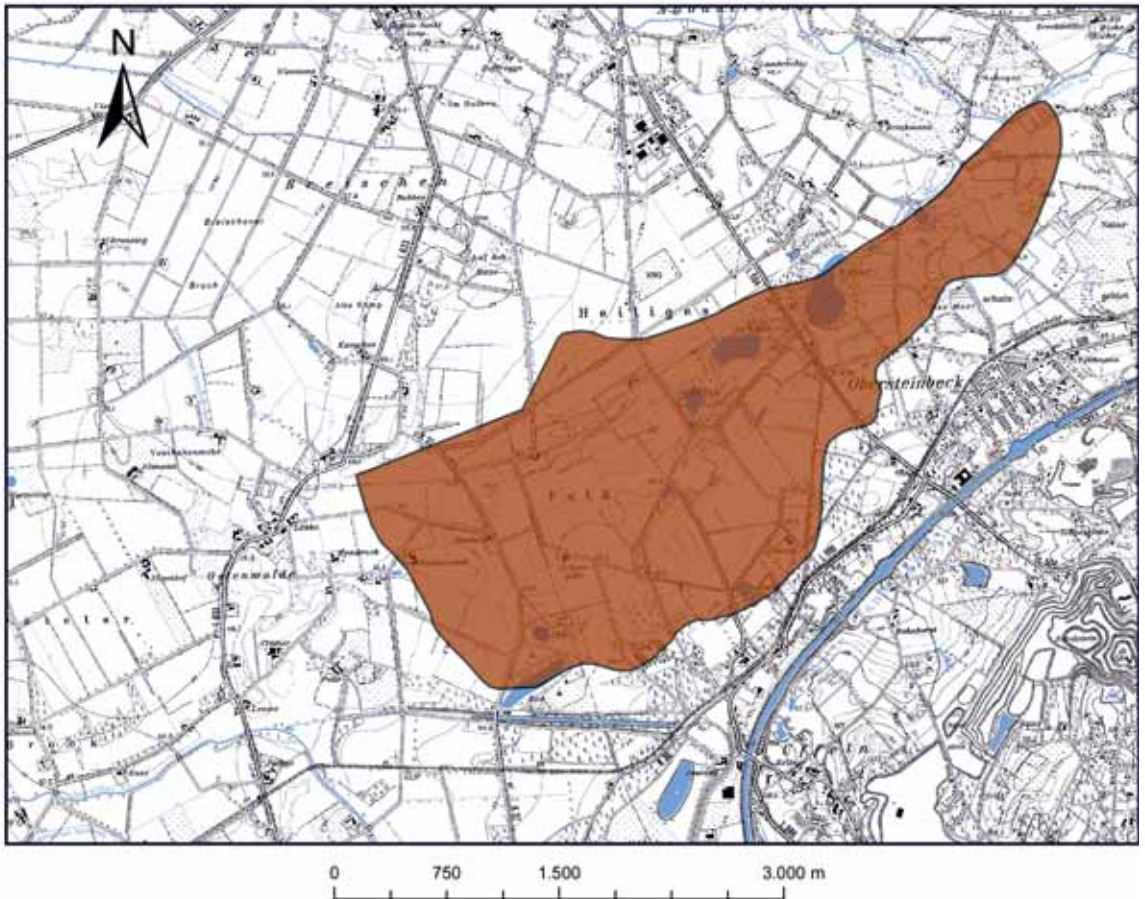


Abb. 14: Verbreitung holsteinzeitlicher Ablagerungen im Bereich des Heiligen Feldes.

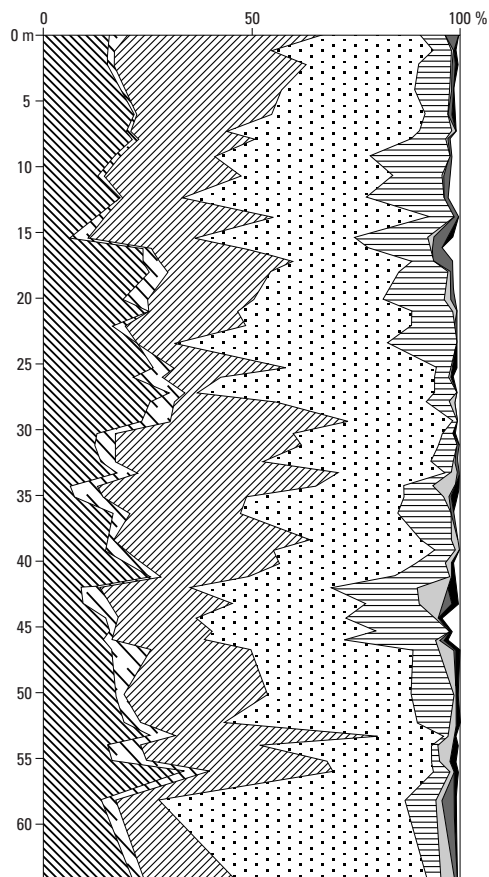
Verbreitung und Mächtigkeit: Die überwiegend feinkörnigen Sedimente des Holsteins wurden in fast allen tieferen Bohrungen der Subrosionszone angetroffen (vgl. Abb. 14). In den trichterförmigen Absenkungszonen erreichen die holsteinzeitlichen Ablagerungen Mächtigkeiten zwischen etwa 1,5 m und maximal 17 m.

4.6.5 Saale-Komplex

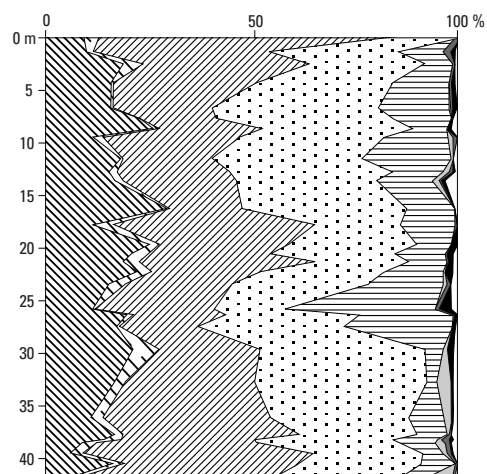
Während des Saales dehnte sich das Inlandeis von Nordeuropa, ähnlich wie im vorangegangenen Elster, erneut weit nach Süden aus. Dabei lassen sich zwei durch eine Rückschmelzphase getrennte Eisvorstöße unterscheiden, von denen nur der erste, der Drenthe-Vorstoß, auch die Westfälische Tieflandsbucht erreichte. Der jüngere, der Warthe-Vorstoß, kam nur noch bis nach Norddeutschland (z. B. EHLERS 1994).

Während der frühen Saale-Zeit war das nördliche Münsterland noch eisfrei. Lediglich von einigen wärmeren Phasen (Interstadiale) unterbrochen, herrschte ein periglaziäres Klima mit Frostsprengung und Bodenfließen. Im jahreszeitlichen Wechsel, besonders während der wärmeren Sommermonate, traten Verschwemmungsvorgänge oder fluviatile Prozesse stärker in Erscheinung. Mit dem Vorrücken des nördlichen Inlandeises wurden die periglaziären Sedimente zum Teil umgelagert und fortgetragen. Der Vorstoß des Drenthe-Eises in die Westfälische Tieflandsbucht kam dabei hauptsächlich aus nordwestlicher Richtung, nachdem das Eis die Höhen des Teutoburger Waldes (Osning) zunächst nicht überwinden konnte. Vielmehr umging der größte Teil der Eismassen die Mittelgebirgsschwelle im Nordwesten und rückte das Emstal hinauf auch ins östliche Münsterland vor („Emslandgletscher“, vgl. SERAPHIM 1980). Eingehendere Untersuchungen durch SKUPIN et al. (1993) zeigen, dass der Vorstoß des Drenthe-Inlandeises in die Westfälische Tieflandsbucht in drei rasch aufeinander folgenden Schüben mit zwischenzeitlichen Stagnations- und teilweise Rückschmelzphasen erfolgte.

Schwermineralprofil: Rammkernbohrung 3611/ 1100



Schwermineralprofil: Rammkernbohrung 3611/1102



Schwerminerale:

- Tumulit, Zirkon, Rutil, Anatas, Brookit
- Staurolith, Disthen, Andalusit, Sillimanit
- Granat
- Epidot, Zoisit
- grüne Hornblende, Glaukophan
- Saussurit, Alterit
- Klinopyroxen, Orthopyroxen
- braune Hornblende
- Rest

Abb. 15: Schwermineralprofile der Rammkernbohrungen 3611/1100 und 3611/1102.

4.6.5.1 Vorschüttssand

Jeweils während der wärmeren Perioden im Sommer strömten vom Gletscherrand des aus dem skandinavischen Raum nach Süden vorrückenden Drenthe-Inlandeises erhebliche sedimentbeladene Schmelzwassermengen ab. Diese Schmelzwässer vereinigten sich entweder in engen Abflussrinnen, wo sie hohe Fließgeschwindigkeiten und Transportkraft besaßen, oder flossen weitflächig in flachen Strombetten („braided river“). So wurde die mitgeführte Schuttfracht des Eiskörpers als Vorschüttbildung in Form von zumeist grobkörnig-kiesigen Rinnenablagerungen oder als feinkörniger Schwemmfächer abgelagert. Durch Rückstauvorgänge vor der Gletscherfront entstanden gebietsweise Eisstauseen, die im jahreszeitlichen Wechsel – in Abhängigkeit vom Schmelzwasserdargebot – feinerkörnige Sedimente aufnahmen (Beckenablagerungen).

Gesteine: Der Vorschüttssand baut sich in weiten Teilen der Subrosionszone aus Fein- und Mittelsand mit jeweils unterschiedlichen Kornanteilen sowie gelegentlich geringem Grobsandgehalt auf. Bevorzugt als Rinnenfüllungen finden sich aber auch einzelne Mittel- und Grobsandlagen mit zumeist geringem Kiesanteil. Daneben kommen vereinzelt dünne gelbgraue bis graubraune, sandig-schluffige, örtlich auch tonige Lagen (Beckenablagerungen) vor. Die Gesteinsfarbe wechselt je nach Sedimentzusammensetzung und Grundwassereinfluss zwischen weiß- und hellgrau, hellbraungrau und hellbraun. Örtlich ist der Vorschüttssand durch Eisenoxidation und -ausfällung rostig verfärbt. Die Sande und Kiese enthalten einzelne bunte Komponenten (Feldspäte, Gesteinsfragmente und Gerölle), die nordischer Herkunft sind. Ein gegenüber dem Nachschüttssand vergleichsweise geringer Anteil nordischer Gerölle wie Graniten und Gneise, aber auch Feuersteinen der nordeuropäischen Oberkreide, ist für den Vorschüttssand des Münsterlandes kennzeichnend. Erklärt wird dies mit der kräftigen Aufarbeitung der einheimischen Gesteine im Vorland des Inlandeises, wobei die vom Gletscher herbeigebrachten Gesteine in den Hintergrund treten. In den unter-

suchten Rammkernbohrungen konnte die aus den Vorschüttablagerungen des Münsterlandes mehrfach beschriebene intensive Schrägschichtung häufig beobachtet werden. Sie tritt vornehmlich in gröberkörnigen Abschnitten auf. In den feinerkörnigen Sedimenten, wie in Feinsanden oder feinsandigen Schluffen, ist hingegen eine gleichmäßige, dünne, lang aushaltende Parallel-Schichtung charakteristisch.

Das Schwermineralspektrum der Vorschüttssande (vgl. Abb. 15) ist im Bereich der Bohrungen 3611/1100 und 3611/1102 vor allem durch ein Überwiegen der Schwerminerale Epidot (32,0 – 41,5 %), Granat (12,5 – 23,5 %) und grüne Hornblende (11,0 – 17,1 %) sowie Zirkon (7,0 – 12,0 %) gekennzeichnet. Nachgeordnet sind mit wesentlich geringeren Anteilen die Schwerminerale Staurolith (3,5 – 6,0 %), Turmalin (4,0 – 5,5 %) und Klinopyroxen (1,0 – 4,5 %). Die Schwermineral-Führung entspricht derjenigen, die für saalezeitliche Ablagerungen des norddeutschen Tieflands sowie des zentralen und westlichen Münsterlandes charakteristisch ist und die auch im nördlich angrenzenden Niedersachsen und östlichen Wiehengebirge auftritt (z.B. HENNINGSEN 1983; HENNINGSEN & SPEETZEN 1998). Häufigste Minerale sind sowohl in den Schmelzwasserablagerungen als auch in den Moränen (vgl. Kap. 4.6.5.2) die der Epidot-Gruppe, Granat, Zirkon und Grüne Hornblende. Daneben kommen die stabilen Minerale Turmalin und Rutil, die Minerale mit einer Herkunft aus metamorphen Gesteinen (Staurolith, Disthen, Sillimanit und Andalusit), die Minerale vulkanischen Ursprungs (Augit, teilweise auch Orthopyroxen, basaltische Hornblende und Olivin sowie Apatit, Titanit, Anatas und manchmal weitere Einzelminerale) vor (z.B. Alterit). Insgesamt ist zu beobachten, dass die Schwermineralführung der Proben aus Schmelzwasserablagerungen und Moränen des Saales (siehe Kap. 4.6.5.2) grundsätzlich ähnlich ist (vgl. HENNINGSEN & SPEETZEN 1998). Ein quantitativer Unterschied gegenüber der Schwermineralführung des liegenden Holsteins lässt sich ebenfalls kaum erkennen.

Altersstellung: Die Vorschüttbildungen gehören genetisch und damit altersmäßig zur Vorstoßphase des drenthezeitlichen Inlandeises. Sie sind dabei dem Sedimentationszyklus des Emsland-Gletschers zuzuordnen, der die Mittelgebirgsschwelle des Teutoburger Waldes im Nordwesten umging und später in das östliche Emstal vorstieß (GEOLOGIE IM MÜNSTERLAND 1995).

Verbreitung und Mächtigkeit: Die Vorschüttbildungen haben im Vorfeld des drenthezeitlichen Inlandeises ursprünglich vermutlich das gesamte Untersuchungsgebiet überlagert und dabei eventuell noch bestehende Reliefunterschiede ausgeglichen. Vorschüttablagerungen wurden in größerer Mächtigkeit in einer Vielzahl der im Heiligen Feld abgeteuften Erkundungsbohrungen nachgewiesen. Die größten Mächtigkeiten (bis 23 m) werden hierbei im zentralen und nördlichen Bereich der Subrosionszone erreicht.

4.6.5.2 Grundmoräne

Augenfälligste Erscheinung der saalezeitlichen Eisvorstöße sind die Moränen, die bei Rückzug des Gletschers als Ausschmelzprodukt an dessen Basis oder Stirn zurückgelassen wurden. Innerhalb der Subrosionszone wurde in einer Vielzahl von Bohrungen saalezeitliche Grundmoräne angetroffen.

Gesteine: In der Rammkernbohrung 3611/1102 wurde eine nur 0,35 m dicke Grundmoräne erbohrt. Die petrografische Zusammensetzung der Grundmoräne im Untersuchungsgebiet ist nicht einheitlich. In frischem unverwittertem Zustand besteht die Grundmoräne aus Geschiebemergel, einem kalkhaltigen, bindigen, schichtungs- und regellosen, braun- bis dunkelgrauen Gemenge aus stark tonigem, sandigem Schluff und schluffigem, schwach sandigem Ton. Gebietsweise besteht die Grundmoräne nur aus den beschriebenen ton- und schluffreichen Ablagerungen, während sie in anderen Bohrungen deutlich sandreicher ist und Ton dort sogar vollständig fehlen kann.

Das Schwermineralspektrum der Grundmoräne (vgl. Abb. 15) ist im Bereich der Rammkernbohrung 3611/1102 durch die Schwerminerale Epidot (ca. 37 %), Granat (ca. 29 %) und Grüne Hornblende (ca. 12 %) sowie Zirkon (ca. 8 %) gekennzeichnet. Nachgeordnet sind mit wesentlich geringeren Anteilen die Schwerminerale Turmalin (ca. 6 %), Klinopyroxen (ca. 4,5 %) und Alterit (ca. 2,5 %). Die Gehalte der übrigen Schwerminerale liegen im Schnitt bei 1 % oder weniger. Gegenüber den Schwermineralspektren der saalezeitlichen Schmelzwasserablagerungen zeigen sich keine wesentlichen Unterschiede.

Nach HENNINGSEN & SPEETZEN (1998) lassen sich aus der Schwermineralführung und -verteilung bei den Moränen-Ablagerungen des Münsterlandes keine Beziehungen zu den von SKUPIN et al. (1993) ermittelten drei Vorstößen des saalezeitlichen Inlandeises erkennen. Die für diese drei Eisströme charakteristischen Spektren nordischer kristalliner Leitgeschiebe sind nicht mit bestimmten Schwermineralgesellschaften im Feinanteil der Moränen verbunden. Die Häufigkeit der einzelnen Mineralarten hängt nach HENNINGSEN & SPEETZEN (1998) eher von regionalen Besonderheiten ab, wie z. B. von der Aufnahme lokaler Sedimente durch das Inlandeis oder von einer Vermischung von Schmelzwassersedimenten mit Terrassenablagerungen. Neben Feuersteinen (Flint) aus der Schreibkreide Norddeutschlands und des Ostseeraums, kristallinen nordischen Geschieben aus Skandinavien (Granite, Gneise, Porphyre u. a.) sowie nordischen Sedimentgesteinen enthält die Grundmoräne immer einen hohen Anteil an Geschieben aus einheimischen Gesteinen. So konnten unter den Geschieben häufig Sandsteine und Kohlepartikel des Karbons beobachtet werden.

Altersstellung: Das Münsterland wurde während des Drenthe-Eisvorstoßes kurz hintereinander von verschiedenen, aus überwiegend nördlichen Richtungen vorrückenden Teilgletschern erreicht und überdeckt (vgl. SKUPIN et al. 1993; GEOLOGIE IM MÜNSTERLAND 1995). Der erste drenthezeitliche Eisvorstoß, der durch eine Vorherrschaft südschwedischer Geschiebe in der Grundmoräne charakterisiert ist, strömte dabei von Norden kommend durch das Emstal in die Westfälische Tieflandsbucht vor. Durch den Gebirgsriegel des Teutoburger Waldes wurde jedoch die östliche Flanke des Emsland-Gletschers im Bereich des Osnabrücker Berglandes abgebremst und überschritt als Osnabrücker Gletscher bezeichnet (SERAPHIM 1980) wenig später den Teutoburger Wald (GEOLOGIE IM MÜNSTERLAND 1995: 76). Die Hauptmasse des Gletschers stieß bei Rheine in das Münsterland vor. Auf dem bis in große Tiefen hart gefrorenen Boden, der während der sommerlichen Tauperioden oft mit Wasser bedeckt war, kamen die Gletscher schnell voran und legten maximal ca. 100 – 400 m pro Jahr zurück.

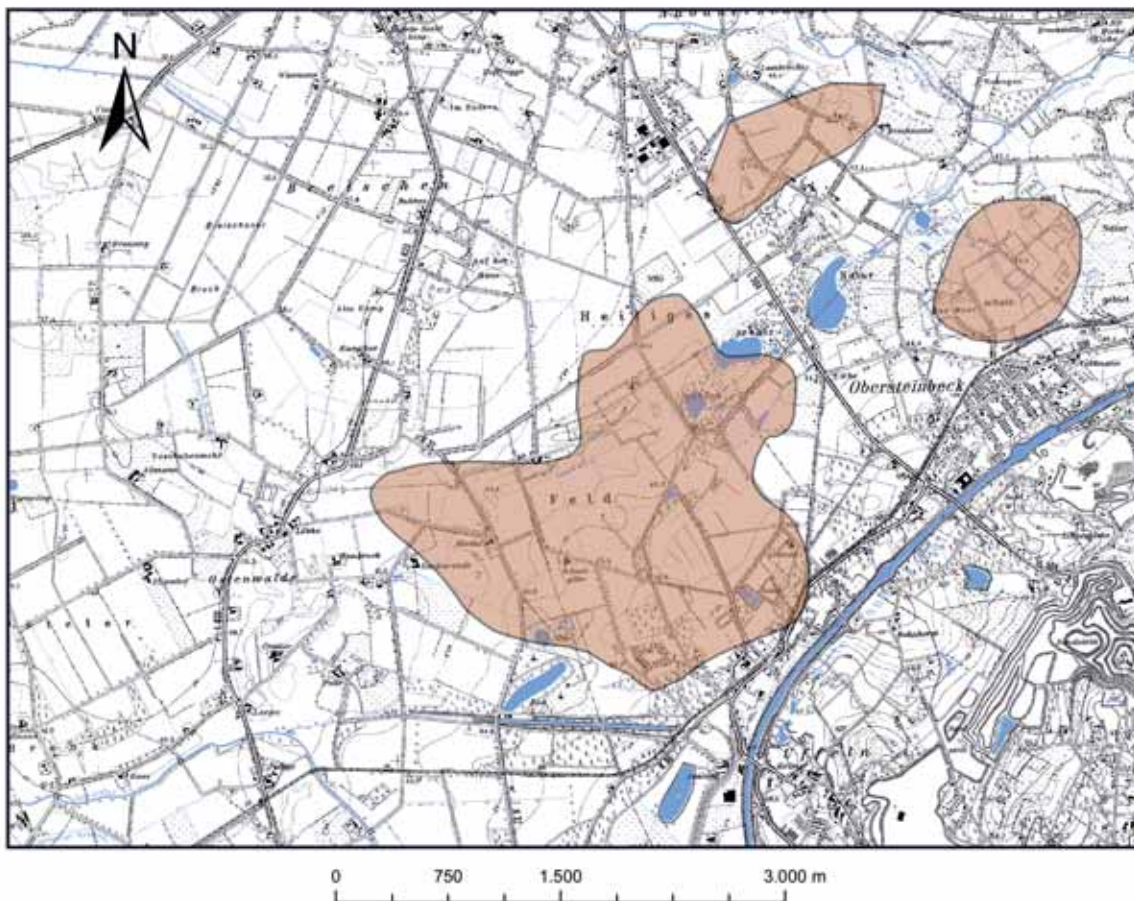


Abb. 16: Verbreitung der saalezeitlichen Grundmoräne im Bereich des Heiligen Feldes.

Verbreitung und Mächtigkeit: Die Grundmoräne (siehe Abb. 16) überdeckte ursprünglich wahrscheinlich lückenlos das gesamte Untersuchungsgebiet, ist jedoch lediglich im engeren Bereich der Subrosionszone erhalten geblieben. Sie lagert dort als zähe, tonige Deckschicht über der fröhndrenthezeitlichen, sandig-schluffigen Schichtenfolge des Vorschütttsands. Die Mächtigkeit schwankt zwischen wenigen Zentimetern und maximal 3,5 m.

4.6.5.3 Nachschütttsand

Mit dem Abschmelzen der Eisfront der Inlandeisbedeckung traten aus Gletschertoren ergiebige Schmelzwässer hoher Transportkraft aus, die sich im Vorland zu einem offenen Wildwassersystem vereinigten. Der aus dem Eis freigesetzte Gesteinsanteil wurde ähnlich den heutigen Verhältnissen in arktischen Regionen als Rinnenfüllungen oder aber zu deltaartigen Schüttungskörpern abgelagert, die örtlich allmählich zu einer geschlossenen Sedimentdecke, dem Nachschütttsand, zusammenwuchsen.

Gesteine: Die Ablagerungen der Nachschütttsande besitzen ein weites Korngrößenspektrum, das vom schwach kiesigen und feinsandigen Mittelsand bis zum stark sandigen Kies reicht. Überwiegend bestehen sie aus hellgrauen bis braungrauen, schwach feinsandigen Mittelsanden, die nur wenige Grobsand- oder Feinkieslagen enthalten. Einzelne Kieslagen keilen dabei auf kurzer Entfernung aus oder führen mitunter linsenförmige Einschaltungen feinsandiger Schluffe und Tone. Auffallend sind die in der Grobsand- und Feinkiesfraktion immer zahlreichen nordischen Komponenten, die auch noch in der feineren Sandfraktion durch zahlreiche bunte Körner (Feldspäte, Schwerminerale) in Erscheinung treten.

Das Schwermineralspektrum wird im Wesentlichen durch Granat, Epidot und Grüne Hornblende dominiert.

In Abhängigkeit von den Grundwasserverhältnissen sind die Sande hellgrau bis braungrau gefärbt, gelegentlich ist ein schwacher Kalkgehalt vorhanden. Die für glazifluviale Ablagerungen charakteristische intensive Schrägschichtung (HINZE et al. 1989) ist nur selten zu beobachten. Organische Komponenten sind bisher nicht angetroffen worden.

Altersstellung: Als Nachschütttsande des abschmelzenden Drenthe-Eises werden Sedimente gedeutet, die über der Grundmoräne angetroffen werden und sich durch eine intensive Horizontal- oder auch Schrägschichtung mit gröberen Lagen auszeichnen. Die im Untersuchungsgebiet vorkommenden Nachschütttsande sind Schmelzwasserablagerungen aus der Rückschmelzphase des Emsland-Gletschers.

Die Nachschütttsande enthalten im Gegensatz zu den Vorschütttsanden einen relativ hohen Anteil nordischer Geschiebe, da sie die Geschiebefracht des abschmelzenden Inlandeises aufgenommen haben.

Verbreitung und Mächtigkeit: Die Vorkommen von Nachschütttsand konzentrieren sich im Wesentlichen auf den engeren Bereich der Subrosionszone. Dort ist er vor allem in von den Schmelzwässern des abtauenden Drenthe-Eises angelegten Erosionsrinnen abgelagert worden. Seine größten Mächtigkeiten mit etwa 12 m erreicht der Nachschütttsand in Schmelzwasserrinnen am Nordrand des Untersuchungsgebietes

4.6.6 Warthe

Nach dem Rückzug des Inlandeises herrschten im darauf folgenden Warthe mit seinem ausgeprägten periglaziären Klima im Untersuchungsgebiet weithin offenbar Abtragung und Ausräumung vor. In der offenen Landschaft kam es entlang der Flüsse und Bäche bei gleichzeitiger Tiefen- und Seitenerosion zu ersten Ausräumungsvorgängen, durch die ein Teil der glazigenen, glazifluviatilen und glazilimnischen Sedimente wieder abgetragen wurde.

4.6.7 Eem

In der Eem-Zeit setzte sich im Münsterland unter zunehmend humiden Klimaverhältnissen zunächst noch die Ausräumung und Einebnung der Landschaft bei allmählich nachlassender Tiefenerosion fort. In jener Zeit prägte sich das nach Nordwesten ausgerichtete Flusssystem der Westfälischen Tieflandsbucht



Abb. 17: Eemzeitliche Ablagerungen in der Rammkernbohrung 3611/1102 (Teufenintervall: 15 - 20 m u. GOK)..

durch Einschneiden der Täler weiter aus. Dabei wurden die holstein- und saalezeitlichen Ablagerungen zum Teil vollständig bis auf die Oberfläche der mesozoischen Festgesteine ausgeräumt und später durch weichselzeitliche Terrassenablagerungen ersetzt (vgl. STAUDE 1986). In den Rammkernbohrungen 3611/1100 und 3611/1102 konnten eemzeitliche Sedimente erbohrt und durch pollenanalytische Untersuchungen belegt werden (vgl. Kap. 4.6.1).

Gesteine: Nach den Bohrungen im Untersuchungsgebiet (siehe Abb. 17) handelt es sich bei den Ablagerungen des Eems um karbonatfreie, limnische, braune oder braungraue zuweilen auch dunkel- bis schwarzgraue, humose, zum Teil schwach sandig-tonige verschwemmte Schluffe. Örtlich sind Einschaltungen von gering mächtigen schwarzbraunen Torfhorizonten zu beobachten. Eine geringe Glimmerführung ist durchgehend zu beobachten. Mitunter sind graue bis dunkelgraue, zuweilen auch hellgraugelbe, humose Fein- und Mittelsandlagen zwischengeschaltet. Eine laminare Feinschichtung ist teilweise erkennbar. Vermutlich handelt es sich bei den Eem-Ablagerungen um Stillwassersedimente, die in den lang gestreckten, flachen, wassererfüllten, allmählich verlandenden Subrosionssenken (fossile Subrosionssenken), entstanden.

Verbreitung und Mächtigkeit: Im Münsterland sind terrestrische und fluviatile Ablagerungen des Eems nur selten bekannt geworden (GEOLOGIE IM MÜNSTERLAND 1995). Gelegentlich treten humos bis torfige Bach- und Flussablagerungen auf. So beschränken sich wahrscheinlich die eemzeitlichen Ablagerungen schon ursprünglich, ähnlich wie in vorausgegangenen Perioden, auf die tiefer gelegenen Becken und Senken. Ob diese miteinander zusammenhängen, bleibt ungewiss. Durch die während des Weichsels stärker einsetzende Erosion sind sie wahrscheinlich verstärkt abgetragen worden. Im Bereich des Heiligen Feldes konzentrieren sich die eemzeitlichen Sedimente auf den engeren Absenkungsbereich der Subrosionszone und erreichen eine Mächtigkeit von maximal 8 m. Weiter im Westen, außerhalb des Untersuchungsgebietes, im Bereich von Dreierwalde wurden in einigen Aufschlussbohrungen zwischen 12 und 21 m Tiefe 0,5 – 8,0 m mächtige Ton- und Torf-Schichten angetroffen, die nach ihrem Pollensbestand dem Eem-Interglazial zugeordnet werden konnten (JESSEN & MILTHERS 1928).

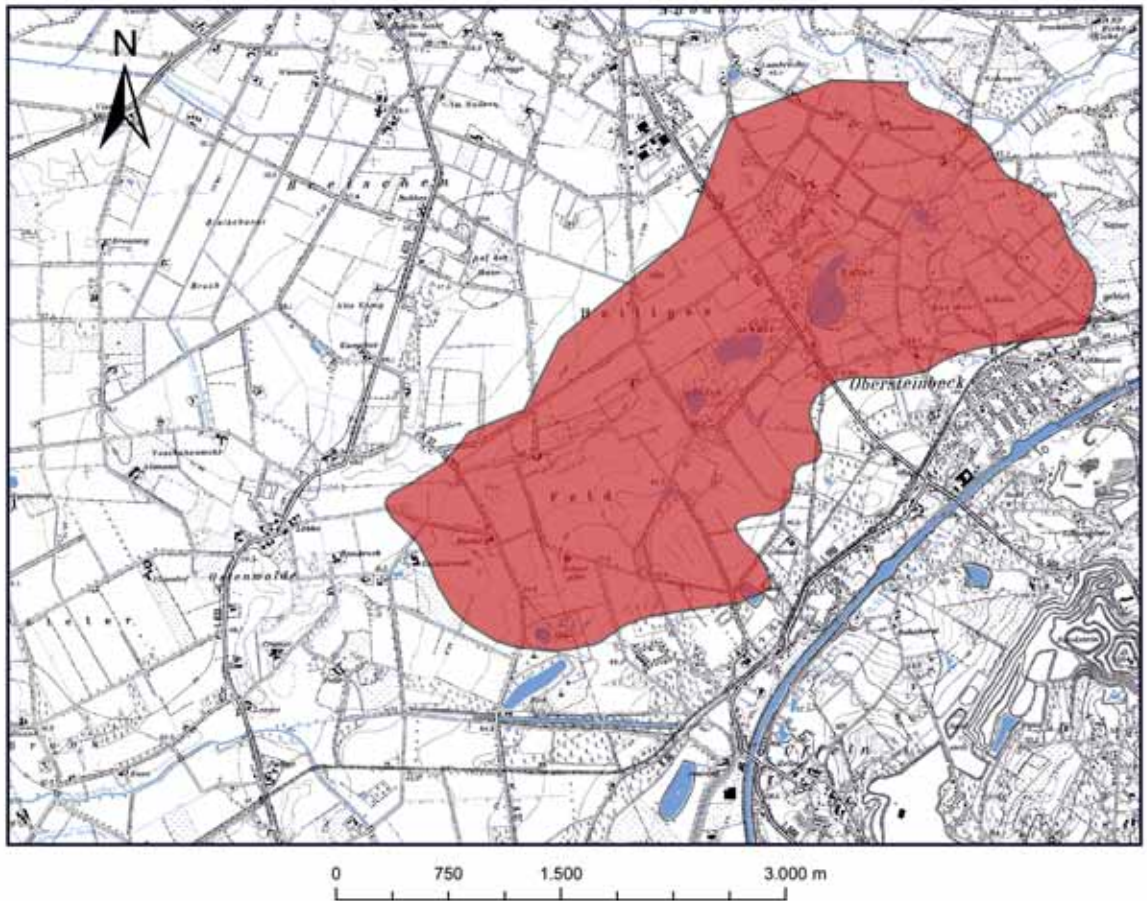


Abb. 18: Verbreitung eemzeitlicher Sedimente im Bereich des Heiligen Feldes.

4.6.8 Weichsel

Das von Skandinavien während der Weichsel-Zeit sich erneut nach Süden ausdehnende Inlandeis erreichte das Untersuchungsgebiet nicht mehr. Das Münsterland gehörte zu den Gebieten, in dem ein periglaziäres Klima maßgeblich die Erosions- und Sedimentationsabläufe steuerte. Bei einer nur spärlichen, tundrenartigen Vegetation herrschte ein fluvialer und äolischer Sedimenttransport vor. Große Sedimentmengen wurden in einem zeitweise verwilderten Flusssystem („braided river“) verfrachtet und zu teilweise weit ausgedehnten Terrassenkörpern aufgeschüttet. Die jeweils herrschenden Klimaverhältnisse steuerten durch unterschiedliche Verwitterungsintensitäten die Bereitstellung von Sediment und beeinflussten die Strömungsgeschwindigkeit und damit die Transport- und Erosionskraft der Gewässer. So wurden Fazieskörper mit lokal wechselnder Zusammensetzung sowie unterschiedlicher zeitlicher und räumlicher Reichweite abgelagert. Aus den Terrassenflächen wurden die sandigen Sedimentpartikel durch den Wind ausgeblasen und zu Dünen und Flugsandfeldern aufgeweht. Das Weichsel untergliedert sich in das Früh-, Hoch- und Spätglazial (vgl. Tab. 1).

4.6.8.1 Ältere Niederterrasse

Die Ältere Niederterrasse beherrscht das Landschaftsbild in weiten Teilen des Heiligen Feldes. Ihre Schichtenfolge wird durch das Über- und Nebeneinander petrografisch unterschiedlicher Schüttungskörper bestimmt, welche die zeitlich und räumlich wechselnden Ablagerungsbedingungen im Untersuchungsgebiet widerspiegeln. Der obere Teil der Älteren Niederterrasse wird als Talsand bezeichnet (u. a. STAUDE 1986). Er bildet die weiten Sandflächen, die im Heiligen Feld nur durch auflagernde äolische Sedimente morphologisch strukturiert sind.

Die Ältere Niederterrasse des Untersuchungsgebietes ist dem Flusssystem der Ems zuzuordnen. Genese, Aufbau und Gliederung sowie Schichtenabfolge dieses Terrassenkörpers entsprechen daher in Grundzügen den aus dem Emssystem bekannten und dort im Rahmen der geologischen Landesaufnahme und anderer Bearbeitungen mehrfach untersuchten und eingehend beschriebenen Verhältnissen (z.B. STAUDE 1986). Im Heiligen Feld ist die im Münsterland häufig anzutreffende lithologische Dreiteilung in einen unteren, mehr kiesigen (Knochenkies), einen mittleren, sandig-schluffigen bis schluffigen (Sand-Schluff-Wechselfolge und Schluff-Folge) und einen oberen, sandigen Abschnitt (Talsand) allerdings nur teilweise bzw. unvollständig vorhanden. Der Knochenkies konnte in keiner der niedergebrachten Erkundungsbohrungen angetroffen werden. Der frühglaziale Knochenkies beschränkt sich offenbar auf das eigentliche Emstal und seine nähere Umgebung (GEOLOGIE IM MÜNSTERLAND 1995).

4.6.8.1.1 Sand-Schluff-Wechselfolge und Schluff-Folge

Im unteren Abschnitt der Älteren Niederterrasse wird im Bereich des Heiligen Feldes zumeist ein schluffig-sandiger Schichtenkomplex angetroffen. Vergleichbare Ablagerungen sind aus den Einzugsgebieten der großen Flüsse des Münsterlandes bekannt und werden dort aufgrund ihrer petrografischen Zusammensetzung als Schluff-Folge im Hangenden oder als Sand-Schluff-Wechselfolge im Liegenden bezeichnet (STAUDE 1986). Im Untersuchungsgebiet sind diese Schichten nur durch Bohrungen bekannt geworden.



Abb. 19: Sedimente der Schluff- und Sand-Schluff-Wechselfolge in der Rammkernbohrung 3611/1100 (Teufenintervall: 10 m – 15 m u. GOK).

Gesteine: Nach den Bohrergebnissen bestehen die Schichten der Sand-Schluff-Wechselfolge im Bereich des Heiligen Feldes aus gelbgrauen und bräunlich grauen, mitunter auch grünlich grauen Feinsanden bis mittelsandigen Feinsanden, gebietsweise auch gelbbraunen, feinsandigen Mittelsanden. Nur selten sind geringe Anteile von Grobsand oder Feinkies enthalten. Einzelne nordische Gerölle sind in fast allen Profilabschnitten zu beobachten. In die Sande sind Lagen aus dunkelgrauem Grobschluff oder aus mittelgrauem, feinsandigem Grobschluff eingeschaltet, der gelegentlich Schwemmhumus führt und stellenwei-

se glimmerhaltig ist. In den Rammkernbohrungen war häufig eine Feinschichtung im Zentimeterbereich, zuweilen auch eine laminare Bänderung im Millimeterbereich zu beobachten. Die Schlufflagen sind zumeist nur gering mächtig ausgebildet und erreichen nur selten mehr als 1 – 2 dm Dicke. Im Allgemeinen überwiegen die Sandbänke. Charakteristisch für die Gesamtabfolge sind ein geringer Kalkgehalt sowie humose bis torfige Lagen, die an die feinkörnigen Schichtenabschnitte gebunden sind.

Das Schwermineralspektrum der Sand-Schluff-Wechselfolge ist in der Bohrung 3611/1100 (vgl. Abb. 15) vor allem durch ein Überwiegen der Schwerminerale Epidot (32, 5 – 35,5 %) und Granat (28,5 – 35,0 %) gekennzeichnet. Nachgeordnet sind mit wesentlich geringeren Anteilen die Schwerminerale Grüne Hornblende (ca. 8 %), Turmalin (ca. 7 %), Zirkon (ca. 5,5 %) und Staurolith (ca. 5 %) sowie Klinopyroxen (4,5 %).

Nach den Bohrungen bestehen die Schichten der Schluff-Folge (siehe Abb. 19) aus grauen bis grünlich grauen oder braungrauen, schwach kalkhaltigen, teilweise schwach feinsandigen Schluffen mit vereinzelt gering mächtigen Feinsandlagen. Die mehrere Dezimeter, teilweise auch bis über 1 m mächtigen Schluffbänke setzen sich überwiegend aus Grobschluff zusammen und enthalten zum Teil auch feinkörnigere Schluff- und Tonbestandteile. Grobsandlagen oder Feinkieseinlagerungen sind meist nur in Form dünner, millimeter- bis zentimeterstarker Einschaltungen festzustellen, in denen immer wieder nordische Gerölle auftreten. Ein geringer Schwemmhumusanteil ist charakteristisch und über die gesamte Abfolge verbreitet. Ferner treten meist um wenige Millimeter- bis Zentimeter mächtige, schwach humose, gelbgraue Schlufflagen auf. Eine laminare Feinschichtung ist stellenweise zu beobachten. Darüber hinaus treten auch Muschel- und Schneckenschalen in Form feiner Schilllagen auf. Eine geringe Glimmerführung ist durchgehend zu beobachten. Die Genese der schluffigen Bestandteile wird unterschiedlich beurteilt. Nach STAUDE (1986) dürfte es sich um eine Verzahnung von Bach- und Flussablagerungen sowie Verschwemmungsablagerungen unter periglaziären Klimabedingungen handeln. Hingegen vertritt SPEETZEN (1990) die Auffassung, dass es sich bei den schluffigen Bestandteilen im Wesentlichen um eingewehten Löss handelt, der teilweise auch fluvial verschwemmt oder durch Solifluktion umgelagert wurde. Nach DÖLLING (2004) ist für den höheren Teil der Sedimentfolge eine Entstehung aus umgelagertem, frühweichselzeitlichem Löss wahrscheinlich. Für tiefere stärker tonhaltige Profilschnitte kann dagegen eine Entstehung aus umgelagertem Verwitterungslehm angenommen werden.

Wie aus den Proben der Bohrungen 3611/1100 und 3611/1102 bekannt ist, entspricht die Schwermineralführung der Schluff-Folge derjenigen der Sand-Schluff-Wechselfolge.

Altersstellung: Über Beginn und Ende der Sedimentation der Sand-Schluff-Wechselfolge und der Schluff-Folge liegen für das Untersuchungsgebiet keine sicheren Angaben vor. Nach den im Verlauf der vergangenen Jahre aus den verschiedensten Abschnitten der Älteren Niederterrasse von Lippe und Ems durchgeführten palynologischen und absoluten Altersdatierungen (MÜLLER 1978; KRAMM & MÜLLER 1978) wird die Hauptsedimentationsphase während des Weichsel-Frühglazials (etwa Moershoofd- bis Denekamp-Interstadial) angenommen. Darüber hinaus vermutet LENZ (1997: 58), dass zumindest die obersten Lagen der Schluff-Folge noch bis ins Hochglazial hinein sedimentiert wurden.

Verbreitung und Mächtigkeit: Die Sand-Schluff-Wechselfolge ist im Untergrund der Niederterrassenverbreitung des südlichen Subrosionsgebietes nachgewiesen. Die Sedimente treten an keiner Stelle des Untersuchungsgebietes zutage. Die Mächtigkeit beträgt meist 3 bis 4 m. Die Schluff-Folge ist im Untergrund des Heiligen Feldes weit verbreitet und tritt an keiner Stelle an der Geländeoberfläche auf. Die Mächtigkeit der Schluff-Folge variiert stark und erreicht maximal 7 m.

4.6.8.1.2 Talsand

Mit dem Talsand endet die Schichtenfolge der Älteren Niederterrasse. Die vorwiegend sandigen Ablagerungen überdecken im Untersuchungsgebiet des Heiligen Feldes mit unterschiedlicher Mächtigkeit alle älteren Sedimente der Älteren Niederterrasse. Der Terrassenkörper bildet an seiner Oberfläche eine weit ausgedehnte, ebene Sandfläche, die so genannte Talsandebene, die lediglich durch äolische Überprägung und Umlagerung eine geringfügige Reliefgliederung erfahren hat. Diese Talsandebene charakterisiert das Landschaftsbild in der gesamten westlichen Umrandung der Ibbenbürener Karbonscholle. An der Entste-



Abb. 20: Ablagerungen des Talsands in der Rammkernbohrung 3611/1102 (Teufenintervall: 0 m – 5 m u. GOK).

hung dieser Verebnungsfläche waren wahrscheinlich nicht nur fluviatile Umlagerungsprozesse in einem verwilderten Flusssystem mit vielen kleinen Zuflüssen verantwortlich, sondern auch solifluidale Umlagerungen, die unter periglaziären Klimaverhältnissen selbst kleinste Reliefunterschiede nivelliert haben (GEOLOGIE IM MÜNSTERLAND 1995).

Gesteine: Der Talsand wird im Heiligen Feld überwiegend aus gut sortierten Fein- und Mittelsanden mit jeweils wechselnden Anteilen von mittelsandigen Feinsanden bis schwach feinsandigen Mittelsanden aufgebaut (siehe Abb. 20). Grobsandigere bis schwach Feinkies führende Gesteine sind vor allem in den tieferen Partien des Terrassenkörpers verbreitet. Gelegentlich kommen nordische Gerölle vor. Schluffbänke sind nur sehr selten vorhanden. Humose Einschaltungen oder Pflanzenreste fehlen fast vollständig, ebenso wie Molluskenschalen, die nur als vereinzelte kleinste Bruchstücke beobachtet wurden. In den Rammkernbohrungen 3611/1100 und 3611/1102 konnte eine vorwiegend laminare Feinschichtung im Millimeter- bis Zentimeterbereich beobachtet werden. Nur selten waren jedoch flache Schrägschichtungen sowie kleine, linsen- und rinnenartige Sedimentkörper zu erkennen. Die Gesteinsfarbe ist in Oberflächennähe (grundwasserfreier Bereich) hellbraun oder hellgelbbraun, zur Teufe hin wird sie hellbraungrau, hellgrau oder grünlich grau (Grundwasser erfüllter Bereich). Im oberen Teil ist die Schichtfolge kalkfrei, zur Tiefe hin stellt sich zumeist ein geringer Kalkgehalt ein.

Das Schwermineralspektrum des Talsands (vgl. Abb. 15) unterscheidet sich kaum von den Schwermineralspektren der Schluff-Folge und der Sand-Schluff-Wechselfolge. Die schwermineralogisch untersuchten Proben des Talsands aus den Bohrungen 3611/1100 und 3611/1102 zeigen ein starkes Überwiegen der Schwerminerale Granat (22,0 – 47,5 %) und Epidot (26,0 – 42,5 %). Darüber hinaus treten Grüne Hornblende (5,0 – 18,5 %) und die stabilen Schwerminerale Zirkon (3,5 – 12,5 %) und Turmalin (2,5 – 10,0 %) in größeren Anteilen auf.

Altersstellung: Biostratigrafische Daten, die eine genaue zeitliche Einstufung des Talsands zulassen, liegen aus dem Heiligen Feld nicht vor. Die pollenanalytisch untersuchten Profile zeigen aus diesem Schichtenabschnitt ausschließlich individuenarme, stratigrafisch nicht auswertbare Pollenspektren mit kaltzeitlichen Floren. Über den Beginn der Talsand-Sedimentation ist relativ wenig bekannt. Nach STAUDE (1986)

hat die Sedimentation des Talsands möglicherweise bereits zu Beginn oder gegen Ende des Weichsel-Hochglazials stattgefunden. Die Talsand-Aufschüttung wird analog dem Emssystem spätestens zum Ende des Älteren Dryas abgeschlossen sein, da die dort dem Talsand auflagernden Uferwälle in die Alleröd- bis Jüngere Dryas-Zeit datiert werden.

Verbreitung und Mächtigkeit: Der Talsand ist im gesamten Untersuchungsgebiet weitflächig an der Oberfläche des Heiligen Feldes verbreitet und auch unter jüngeren Deckschichten als geschlossene Schicht vorhanden. Seine Mächtigkeit schwankt je nach Relief des Untergrundes zwischen wenigen Dezimetern und maximal 12 m. Häufig liegt sie zwischen 6 und 8 m. Die basisnahen grobsandig-kiesigen Profbereiche erreichen eine Mächtigkeit von maximal 3 m.

5 Genese und Ausbildung der Subrosionserscheinungen

Im Untersuchungsgebiet des Heiligen Feldes treten als karstgünstige, also Erdfallbildende Gesteine sowohl Sulfate in Form von Anhydrit (CaSO_4) und in hydratisierter Form als Gips ($\text{CaSO}_4 \times 2\text{H}_2\text{O}$) als auch Chloride in Form von Steinsalz (NaCl) auf. Karbonatgesteine spielen in den anstehenden Gesteinen des Münder-Mergels keine Rolle. Bei der Lösung des Anhydrits geht dieser unter Volumenzunahme in Gips über, der dann selbst vom strömenden Grundwasser fortgeführt wird. Die Löslichkeit des Gipses beträgt im Grundwasser bis 2 g/l; meist liegt im Grundwasser allerdings nur eine Teilsättigung von 700 bis 800 mg/l SO_4^{2-} vor. Bei Anwesenheit von Chloriden als Lösungsgenossen erhöht sich die Löslichkeit auf bis zu 10 g/l (PRIESNITZ 1972; PRINZ & STRAUSS 2006). Erdfälle über Steinsalzlager bilden sich im Allgemeinen schneller, da es viel leichter löslich ist. Nach HUNDT (1950) beträgt die Löslichkeit bis zu 356 g/l. Im



Abb. 21: Ein besonders eindrucksvolles Beispiel eines rezenten Erdfalles wird von TIETZE (1914) und WEGNER (1913) aus dem Subrosionsgebiet des Heiligen Feldes beschrieben: Danach war am 14. April 1913 ein Erdfall von etwa 300 m Durchmesser und 10 – 15 m Tiefe plötzlich eingebrochen (Foto aus: THIERMANN 1975a).

bewegten Grundwasser liegt ebenfalls meist nur eine Teilsättigung von etwa 100 g/l vor. Die charakteristische Form des Sulfatkarstes beginnt nach PRINZ & STRAUSS (2006) mit länglichen, senkrechten Schloten, die dann in ein verzweigtes System von Hohlräumen übergehen, in die die lockeren Sedimente der Umgebung eingeschwemmt werden.

Die Salzablaugung führt nach LOHMANN (1962) zu ausgeprägten Trichtern und Senken, die sich nach PRINZ (1970) sowohl in eng begrenzter Form von nur 20 – 25 m als auch von 100 m Durchmesser durch mehrere hundert Meter Deckschichten nach oben durcharbeiten können. Dadurch entstehen an der Oberfläche zunächst die flachen, abflusslosen Senken. Wenn die unterirdischen Hohlräume eine gewisse Ausdehnung haben, so hält schließlich die Decke dem Druck des überlagernden Gesteins nicht mehr stand und stürzt ein (vgl. Abb. 21). Zu den Faktoren, die den Verkarstungsprozess und seine Sekundärerscheinungen an der Erdoberfläche begünstigen, gehören nach MEIBURG (1980):

- die hydrogeologischen Verhältnisse (u. a. Grundwasserdargebot, Fließgeschwindigkeit)
- die Mächtigkeit, Zusammensetzung und Tiefenlage des Salinargesteins
- die Mächtigkeit der überlagernden nicht-salinaren Deckschichten
- die tektonischen Verhältnisse
- die Transportwege der Solewässer
- die Geomorphologie im Oberflächenbereich

Des Weiteren sind das Klima, die Vegetation und nicht zuletzt die menschlichen Eingriffe zu nennen. Eine umfassende Darstellung zur Dynamik der Auslaugungsprozesse von Salzkörpern ist bei KNIIESEL (1982) gegeben.

Die chemische Gesteinszerstörung beginnt dabei immer an Gesteinsflächen, vor allem an wasserweg-samen Trennflächen oder primären Großkapillaren, besonders aber an Zerrüttungszonen und führt zur Entstehung zunächst kleiner Karren, Schloten und Hohlräume, die das Gestein unregelmäßig durchsetzen (PRINZ 1973: 5). Durch den flächenhaft erfolgenden Schwund der Gesteinsmassen im tiefen Untergrund werden durch das Nachsacken der auflagernden Gesteinsschichten an der Geländeoberfläche Senkungsfelder erzeugt, deren Reliefenergie der Mächtigkeit der abgelagerten Lagerstätte entspricht; das heißt, in dem Maße, in dem der Salzkörper von seiner Oberfläche her aufgelöst wird und dadurch an Volumen ver-

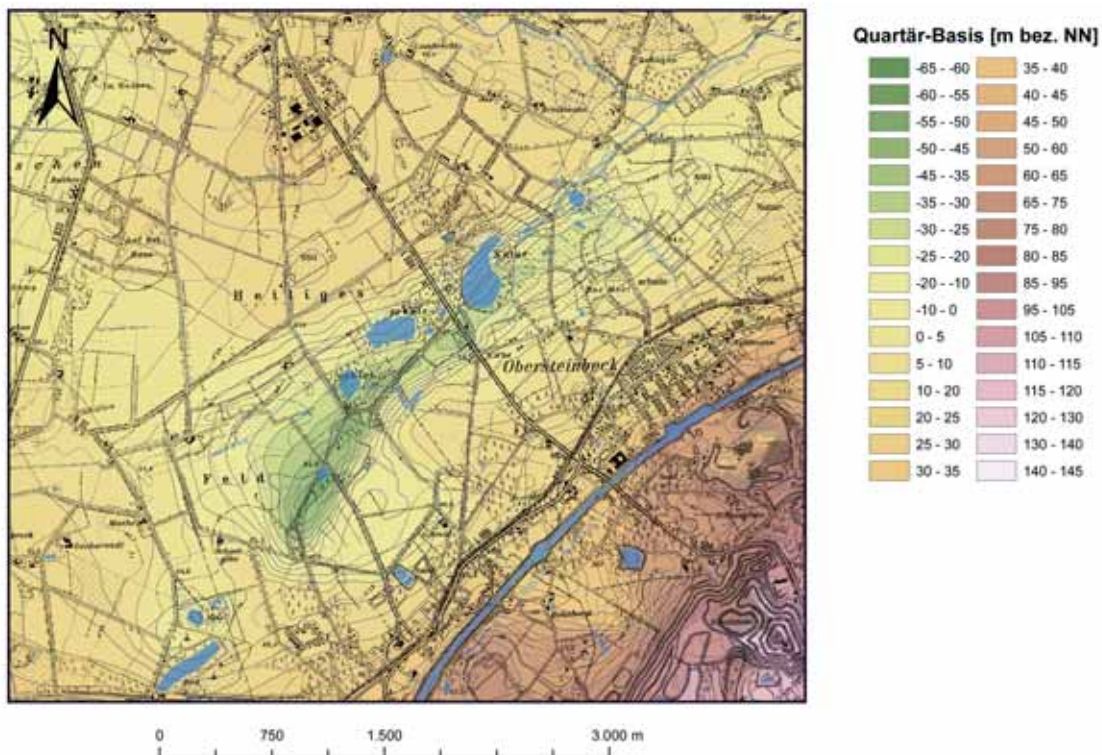


Abb. 22: Quartär-Basis im Bereich des Heiligen Feldes.

liert, senken sich die darüber liegenden Gesteinsschichten allmählich ab. Das Nachsacken des Untergrundes erfolgt syngenetisch mit der Salzauflösung, sodass mit dem Ende der Subrosion auch die Senkungen aufhören. Durch das Einsinken der Gesteinsschichten bleiben in einer ausgedehnten Subrosionssenke die Struktur des Gebirges und die Schichtenfolge weitgehend erhalten. In Erdfällen hingegen wird durch das plötzliche und punktuelle Nachsacken das Schichtgefüge weitgehend zerstört, es kommt zur Herausbildung von Kollapsstrukturen.

Die auffällige Verbreitung der Erdfälle im Subrosionsgebiet des Heiligen Feldes in einem etwa 5 km langen und 2,5 km breiten Nordost-Südwest streichenden Streifen hängt teilweise unmittelbar mit dem Ausstrich der karstgünstigen Gesteine des Münder-Mergels an der Basis der quartären Ablagerungen in diesem Areal zusammen. Die Ablaugung ging dabei sowohl von dem Ausbiss der Salinargesteine an der Quartär-Basis (reguläre Auslaugung, WEBER 1930), als auch von Störungen aus (irreguläre Auslaugung, WEBER 1930), die die Salinargesteine und das Deckgebirge queren. Dabei ist offensichtlich die Ablaugung vom Ausbiss in Richtung des Schichtfallens nach Nordwesten und Südwesten allmählich vorgedrungen. Ausmaß und Genese der Subrosionserscheinungen im Bereich des Heiligen Feldes lassen sich dabei am besten aus dem Bild der Quartär-Basis ableiten.

Im Bereich der Subrosionsstruktur des Heiligen Feldes zeigt die Quartär-Basis (vgl. Abb. 22) eine ausgeprägte Senke. Diese geht bis auf nahezu -50 m NN herab, sodass dort Quartär-Mächtigkeiten von über 95 m erreicht werden. Da außerhalb der Subrosionssenke die Quartär-Basis zwischen +10 und +20 m NN liegt, ist der theoretische, auf die Ablaugung zurückzuführende Senkungsbetrag im Quartär mit 60 bis 70 m anzusetzen. Zu vergleichbaren Größenordnungen kommen auch WOLTERS et al. (1958) bei der Betrachtung eines Erdfalles im Haxfeld östlich Dreierwalde. Im Tiefenlinienplan an der Quartär-Basis sind trichter- bis rinnenartige Strukturen zu erkennen, die aber in ihrer Gesamtheit fast die gleiche Ausdehnung wie die Senkungszone haben. Die trichterförmigen Einsenkungen sind relativ steilwandig und lassen ein stark unterschiedliches Relief an der Sohle der Subrosionsstruktur erwarten. Ein gleichmäßiges Rinnengefälle, wie es häufig bei pleistozänen Abflussrinnen der Fall ist, ist nicht zu erkennen. Vielmehr zeigt sich, dass nicht nur eine Absenkungsstruktur vorliegt, sondern verschiedene Bereiche, d.h. es existieren mehrere lokale, zum Teil auch isolierte Absenkungstrichter. Deutlich zeigen sich in der Quartär-Basis drei größere und gut voneinander abtrennbare Subrosionstrichter, die unterschiedlich tief eingesenkt sind. Die Verbrei-

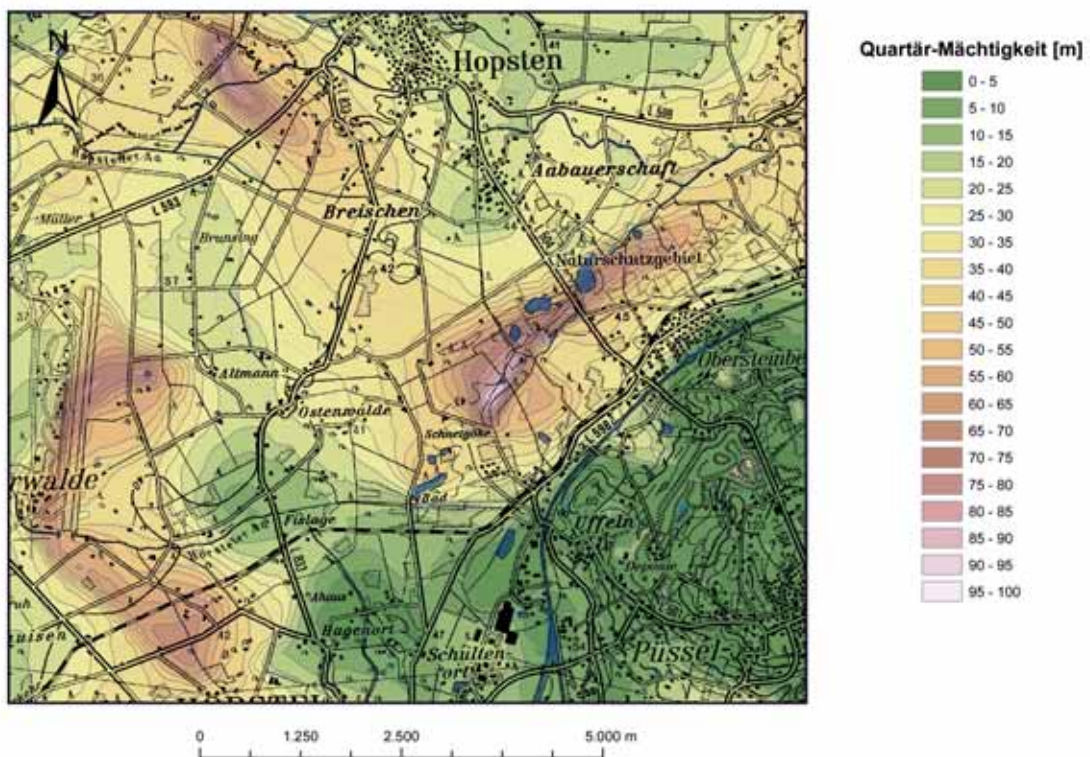


Abb. 23: Karte der Quartär-Mächtigkeit im Bereich des Heiligen Feldes.

tung dieser Trichter deckt sich aber nicht mit der Verbreitung der durch Seen (Erdfallsee, Heideweiher, Großes Heiliges Meer, Kleines Heiliges Meer) markierten jüngeren Erdfallstrukturen, d.h. es handelt sich um fossile Subrosionserscheinungen, die sich nicht bis an die Tagesoberfläche durchpausen. Sie reihen sich nahezu parallel südöstlich der jüngeren Subrosionsstrukturen auf. Es zeichnet sich somit eine nach Westen bis Nordwesten gerichtete Ablaugungsrichtung ab, die sich sehr wahrscheinlich an der Einfallsrichtung der Gesteinsfolgen des Münder-Mergels orientiert.

Darüber hinaus zeigen sich ebenfalls isolierte Bereiche, die als Hochlagen hervortreten. Hierbei könnte es sich um „stehen gebliebene“ Karstzonen handeln, unter denen sich noch Hohlräume verbergen. Diese Ergebnisse werden durch geophysikalische Untersuchungen von BOSCH (2005) bestätigt. Die Quartär-Basis ist somit wesentlich komplexer ausgebildet als bisher bekannt. Abbildung 23 zeigt deutlich, dass nicht nur im näheren Umfeld des Heiligen Meeres Subrosionssenken auftreten, sondern sich auch südwestlich von Hopsten und auch östlich von Dreierwalde im Haxfeld tiefe Subrosionsstrukturen ausgebildet haben. Nach THIERMANN (1975a) sind dort zum Teil tertiärzeitliche Sedimente als Erdfall-Füllungen nachgewiesen worden.

6 Alter der Subrosionserscheinungen

Wie in Kapitel 4.5 beschrieben wurden im Heiligen Feld in der Rammkernbohrung 3611/1102 als älteste Erdfall-Füllungen vermutlich pliozänzeitliche Ablagerungen angetroffen. Dies kann damit als Zeitmarke für den ersten nachweislichen Beginn einer subrosiv bedingten Geländedepression angesehen werden. Ob sich noch ältere Sedimente in den Subrosionssenken verbergen ist zu vermuten. In unmittelbarer Nachbarschaft, im Haxfeld östlich Dreierwalde wurde in einem fossilen Erdfall in einer Bohrung als älteste Schicht über dem Mesozoikum tertiärzeitliche Tone (Oligozän bis Miozän) angetroffen (THIERMANN 1975a, 1975b). Damit ist ein Hinweis gegeben, dass die Ablaugung wenigstens teilweise schon bald nach der Struktur-bildenden subherzyn-laramischen Phase im späten Tertiär eingesetzt hat. Größere Ausmaße erreicht die Ablaugung jedoch erst im Quartär. Die Vielzahl der Senken in Niederterrassengebiet des Heiligen Meeres deutet insbesondere auf eine verstärkte Ablaugung im jüngeren Quartär hin. Der rezente Erdfall vom 14. April 1913 beweist ihren Fortgang bis in unsere Zeit.

Insbesondere die in Kapitel 4.6 aufgeführten Profilschnitte (vgl. Abb. 6) verdeutlichen den komplexen Aufbau der quartärzeitlichen Sedimente, die wiederum Auskunft über die Entwicklung und das Alter der Subrosionsprozesse im Heiligen Feld geben. Vor allem die durch humose und torfige Sedimente geprägten Ablagerungen des Cromer-Komplexes, des Holsteins und des Eems dokumentieren die Existenz und Entwicklung von fossilen Subrosionsstrukturen im Bereich des Heiligen Feldes. In den sich jeweils gebildeten Senkungsbereichen sammelten sich organische Sedimente, die durch ihre spezifische Tiefenlage vor einer nachfolgenden Erosion geschützt waren. Lage und Ausdehnung dieser fossilen Subrosionssenken können den Abbildungen 11, 14 und 18 entnommen werden.

Zeitpunkt	Lage des Erdfalls	Autor
ca. 7500 v. Chr.	Meerbecke-Niederung im NSG „Heiliges Meer“	BARTH (1995), BARTH & POTT (2000)
450 bis 850 n. Chr. (altsächsische Zeit)	„Großes Heiliges Meer“ im NSG „Heiliges Meer“	BARTH & POTT (2000), SCHROEDER (1956)
14.04.1913	„Erdfallsee“ im NSG „Heiliges Meer“	TIETZE (1914), WEGNER (1913)
28.01.1934	„Heiliges Feld“ – Straße von Steinbeck nach Ibbenbüren	POELMANN (1934)
April 1958	„Heiliges Feld“ – Straße von Hopsten nach Recke	RUNGE (1959)
11.08.1970	„Heiliges Feld“ – südlich der B65, nördl. der Bahn Rheine-Osnabrück (Flur Bärenortsfeld)	LINDENSCHMIDT & REHAGE (1982)
November 1980	„Heiliges Feld“ - Bauernschaft Schultenort	LINDENSCHMIDT & REHAGE (1982)
2002	flache Senkungsstruktur nördlich des „Heiligen Meeres“ am Rand des NSG	(frdl. mündl. Mitt. Fr. Dr. WEINERT)

Tab. 2: Erdfallbildung im Heiligen Feld (verändert nach WEINERT 1999).

Nach den tertiärzeitlichen Senkungen lag der zweite Schwerpunkt der Bildung von Senkungstrichtern im Bereich des Heiligen Feldes im jüngeren Unterpleistozän (Cromer-Komplex) bis Mittelpleistozän (Holstein). Ein dritter Schwerpunkt ergibt sich für das Oberpleistozän (Eem bis Weichsel). Offenbar fand zu allen Zeiten des Quartärs eine Einsenkung statt, insbesondere aber während der wärmeren Klimaabschnitte. Während der Kaltzeiten dürfte es aufgrund der tiefen Gefornis (Permafrostboden) zu einer starken Einschränkung des Grundwasserzustroms und damit auch der Auslaugungsprozesse gekommen sein. Der

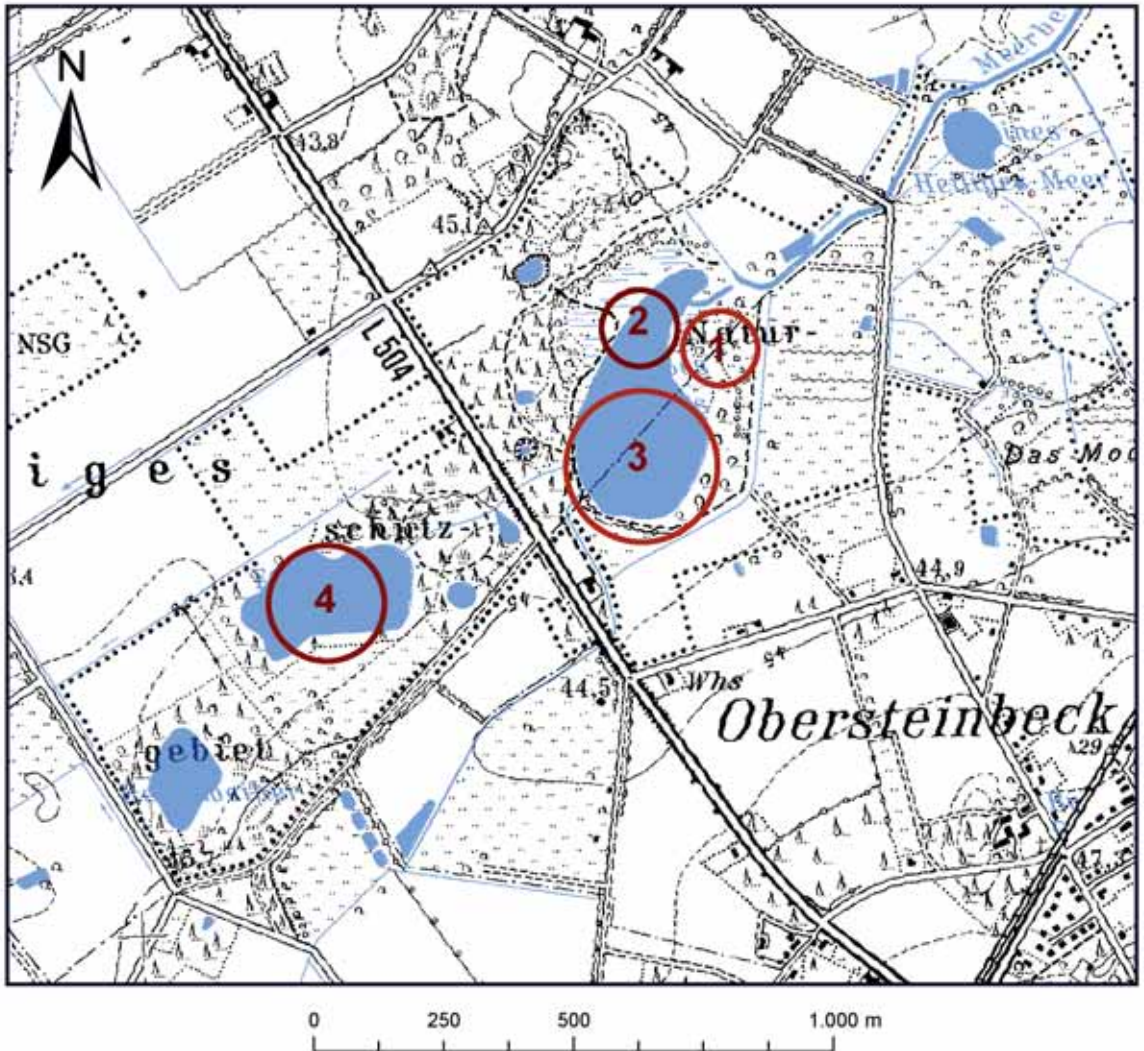


Abb. 24: Lage einzelner Erdfallseen im Bereich des Heiligen Feldes (1 – 4). Erläuterung siehe Text (verändert nach WEINERT et al. 2000).

Untergrund in Permafrostgebieten ist meistens mehr als 100 m tief gefroren. Im Norden Sibiriens reicht der Dauerfrost stellenweise sogar tiefer als 1500 m hinab (KLOSTERMANN 1999: 68). Diese Einschätzung der Subrosionsprozesse deckt sich weitgehend mit Beobachtungen über das Subrosionsgeschehen in Ost-westfalen (FARRENSCHON 1998; DEUTLOFF & STRITZKE 1999).

WEINERT et al. (2000) geben einen Abriss über die Entstehungszeitpunkte der jüngeren Erdfallstrukturen im Heiligen Feld. Danach ist der Entstehungszeitpunkt der meisten Erdfälle jedoch nicht bekannt. Die Entstehung der an der Tagesoberfläche sichtbaren Senkungsformen vollzog sich im Wesentlichen im Holozän, was z. B. für das Große Heilige Meer von SCHRÖDER (1956), BARTH (1995) und BARTH & POTT (2000) durch palynologische Untersuchungen nachgewiesen werden konnte (vgl. Tab. 2). Für Erdfallereignisse aus historischer Zeit liegen zum Teil Zeitzeugenberichte vor (z. B. WEGNER 1913).

Das Große Heilige Meer setzt sich mindestens aus drei einzelnen, unterschiedlichen Senkungsstrukturen zusammen (vgl. Abb. 24). Dabei ist die Meerbecke-Niederung **(1)** die älteste Subrosionserscheinung. Die Ausbreitung des ehemaligen Sumpfgebietes kann heute anhand einer bis ca. 2 m mächtigen Niedermoortorfschicht rekonstruiert werden. BARTH (1995) datiert die untersten organischen Ablagerungen der Niederung auf ca. 6000 Jahre v. Chr. Die Entstehung des flachen (Tiefe: 0,6 – 0,9 m) nördlichen Teils des heutigen Großen Heiligen Meeres **(2)** ist hingegen nicht bekannt. Der Einbruch des südlichen Seeabschnitts **(3)** wird von SCHROEDER (1956) und BARTH & POTT (2000) auf 450 bis 850 Jahre n. Chr. datiert.

Der in historischer Zeit entstandene heutige Erdfallsee **(4)** besteht insgesamt aus vier einzelnen Einsturztrichtern. Im Nordosten des heutigen Gewässers befindet sich die älteste dieser Senkungsstrukturen, ein mit Torf gefüllter Trichter. Weiterhin wird ein flacher Erdfall im Bereich des jüngsten Einsturzes angenommen (LOTZE 1957). Die dritte Senkungsform bildete einen flachen, im Südwesten gelegenen Weiher. Diese drei Hohlformen wurden durch das Erdfallereignis vom 14. April 1913 miteinander verbunden. Der kreisrunde Erdfall besaß ursprünglich einen Durchmesser von ca. 110 bis 115 m und eine Tiefe von ca. 12 m (WEGNER 1913). Die sukzessive Verlagerung der Erdfallereignisse (vgl. Abb. 24) im Bereich des Großen Heiligen Meeres von Nordosten nach Südwesten könnte ein weiterer Hinweis auf eine gerichtete Auslaugung in westliche Richtungen darstellen. Als weitere größere Subrosionserscheinungen sind der im äußersten Westen gelegene Heideweiher und das im Osten gelegene Kleine Heilige Meer zu nennen. Über deren Entstehungszeiträume sind keine Hinweise bekannt.

Zeitpunkt	Lage des Erdfalls	Autor
frühestens 1000 n. Chr.	Darnsee bei Bramsche	GRAHLE & SCHNEEKLOTH (1963)
22.04. 1782	Ickerkuhle bei Osnabrück	BARTH (1995), BARTH & POTT (2000)
06.08./29.10 1921	Bad Essen – Wiehengebirge	BARTH & POTT (2000), SCHROEDER (1956)
08./09.06.1926	Hüsedde - Wiehengebirge	TIETZE (1914), WEGNER (1913)
24.04.1930	Holthausen	POELMANN (1934)
25.03.1951	Kalkriese – Wiehengebirge	RUNGE (1959)
Februar 1965	Mettingen	LINDENSCHMIDT & REHAGE (1982)
22./23.01.1968	Driehausen – NE Osnabrück	DECHEND & MERKT (1970)
Juli 2001	Preußisch Oldendorf	Geologischer Dienst NRW

Tab. 3: Erdfälle im Verbreitungsgebiet des Münders-Mergels (Osnabrücker Bergland) (ergänzt nach WEINERT 1999).

Die in Tabelle 3 aufgeführten Erdfallereignisse im Osnabrücker Land, die an den Münders-Mergel gebunden sind, beweist den überregionalen Charakter dieser Erscheinungen. So ist beispielsweise im Jahr 1968 bei Osnabrück ein Erdfall im Ausstrichsbereich des Münders-Mergels mit einem Anfangsdurchmesser von rund 50 m und einer Tiefe von 9 m eingebrochen (DECHEND & MERKT 1970). Auch in der Region Bramsche werden im Verbreitungsgebiet des Münders-Mergels Erdfälle (Darnsee) beschrieben (GRAHLE & SCHNEEKLOTH 1963).

7 Zusammenfassung der Ergebnisse

Mit den beschriebenen Schichtenfolgen aus den niedergebrachten Rammkernbohrungen 3611/1100 und 3611/1102 sowie weiteren Spül- und Kleinbohrungen kann die geologische Entwicklungsgeschichte der Subrosionssenke des Heiligen Feldes während des späten Tertiärs und des gesamten Pleistozäns im Zusammenhang dargestellt werden. Erstmals können Ablagerungen des Cromers, des Holsteins und des Eems im nördlichen Münsterland im Bereich einer Subrosionssenke pollenanalytisch nachgewiesen und beschrieben werden. Aus den gewonnenen Erkenntnissen lassen sich folgende Ergebnisse ableiten:

1. Die Subrosion setzte im Heiligen Feld spätestens im Laufe des Pliozäns ein und dauerte das gesamte Quartär hindurch an. Der rezente Erdfall vom 14. April 1913 beweist ihren Fortgang bis in unsere Zeit.

2. Eine Einsenkung der Subrosionsbereiche ist insbesondere während der wärmeren Klimaabschnitte zu beobachten.
3. Die Absenkungsbeträge belaufen sich im Bereich der Subrosionssenke auf ca. 60 bis 70 m.
4. Die Subrosionssenke des Heiligen Feldes ist stark gegliedert und es haben sich mehrere lokale Senkungstrichter ausgebildet.
5. Es bestehen isolierte Karstzonen, unter denen sich vermutlich Hohlräume verbergen.
6. Das Auftreten einer Trias-Scholle nordwestlich des Großen Heiligen Meeres beweist, dass größere Verwerfungen das Gebiet des Heiligen Feldes durchziehen. Die Störungen stehen vermutlich mit dextralen Scherbewegungen im Zuge der Osning-Überschiebung (DROZDZEWSKI 1988; HAGLAUER- RUPEL 1991) zusammen. Hierdurch lassen sich erste sichere Beziehungen zwischen den struktur-geologischen Verhältnissen der Umgebung und den Subrosionserscheinungen aufzeigen.

Danksagung

Da die beschriebenen Forschungsbohrungen durch den Geologischen Dienst Nordrhein-Westfalen ausgeführt wurden, waren an deren Bearbeitung zahlreiche Kolleginnen und Kollegen beteiligt, denen hiermit gedankt sei. Besonders erwähnt sei Herr Dipl.-Ing. H. WESTERMANN, der bei den Bohrungsbearbeitungen tatkräftig und zuverlässig mitwirkte. Frau S. JUNK, Frau U. LUX und Herrn J. SCHARDINEL sei für ihre kartografische Unterstützung herzlich gedankt.

8 Literatur

- BARTH, E. (1995): Pflanzensoziologische und pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetations- und Siedlungsentwicklung der Meerbecke-Niederung im Erdfallgebiet „Heiliges Meer“ Westfalen.– 137 S., 14 Abb., 19 Tab., 3 Taf., 1 Kt.; Hannover. – [unveröff. Diplomarbeit, Inst. f. Geobotanik]
- BARTH, E.; POTT, R. (2000): Vegetationsgeschichtliche und paläoökologische Untersuchungen zur Throphie-Entwicklung in Stillgewässern der pleistozänen Sandlandschaft Norddeutschland.– POTT, R. [Hrsg.]: Ökologische Systemanalyse des Naturschutzgebietes „Heiliges Meer“ (Kreis Steinfurt) – Interaktionen zwischen Still- und Fließgewässern, Grundwasser und Vegetation sowie Landnutzung und Naturschutz.- Abh. Westf. Mus. f. Naturk., **62** (Beiheft): 15 - 39; Münster.
- BAECKER, P. (1963): Über altpleistozäne Flußrinnen und einige andere Probleme des Pleistozäns im Münsterland.– N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **117**: 59 - 88, 10 Abb., 2 Taf.; Stuttgart.
- BÄSSLER, R. (1970): Hydrogeologische, chemische und Isotopen-Untersuchungen der Grubenwässer des Ibbenbürener Steinkohlenreviers.– Z. dt. geol. Ges., Sonderh. Hydrogeol. Hydrochem.: 209 - 286, 28 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- BOSCH, F. P. (2005): Applicability of RMT, VES and Dual Loop EM for the mapping of a Quaternary buried valley in the area „Heiliges Feld“ (NRW, Germany). Proceed. of the Elektromagnetische Tiefenforschung, Haus Wohlden, Holle, Germany, 3.–7.10.2005, 21, Deutsche Geophysikalische Gesellschaft e. V.: 365 - 372.
- CASPER, G.; JORDAN, H.; MERKT, J.; MEYER, K.-D.; MÜLLER, H.; STREIF, H. (1995): Niedersachsen.– In: BENDA, L. [Hrsg.]: Das Quartär Deutschlands: 23 – 58, 9 Abb, 1 Tab.; Berlin, Stuttgart (Borntraeger).
- DECHEND, W.; MERKT, J. (1970): Der Erdfall von Driehausen.– Veröff. naturwiss. Ver. Osnabrück, 33: 48 – 59, 6 Abb.; Osnabrück.
- DEUTLOFF, O.; STRITZKE, R. (1999): Pleistozän-Geologie und Palynostratigraphie in Subrosionssenken Ostwestfalens.– Eiszeitalter u. Gegenwart, **49**: 84 – 101, 8 Abb., 2 Tab.; Hannover.
- DÖLLING, B. (2004), mit Beitr. von HEUSER, H.: Erläuterungen zu Blatt 4110 Senden.– Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **4110**: 176 S., 15 Abb., 13 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- DÖLLING, M.; LEHMANN, K. (2005): Logstratigraphie im Campan der Beckumer Berge (Münsterland).– N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **235** (1): 113 - 135, 8 Abb.; Stuttgart.

- DROZDZEWSKI, G. (1985): Tiefentektonik der Ibbenbürener Karbonscholle.– In: DROZDZEWSKI, G.; ENGEL, H.; WOLF, R.; WREDE, V.: Beiträge zur Tiefentektonik westdeutscher Steinkohlenlagerstätten: 189 - 216, 18 Abb., 5 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- DROZDZEWSKI, G. (1988): Die Wurzel der Osning-Überschiebung und der Mechanismus herzynischer Inversionsstörungen in Mitteleuropa.– Geol. Rdsch., **77**: 127 - 141, 9 Abb.; Stuttgart.
- EHLERS, J. (1994): Allgemeine und historische Quartärgeologie.– 358 S., 176 Abb., 16 Tab.; Stuttgart (Enke).
- FARRENSCHON, J. (1998): Ursachen und Folgen großräumiger Hohlrumbaubildungen durch Salinarkarst und Salzabwanderung im tiefen Untergrund des Lippeschen Berglandes.– Lipp. Mitt. Gesch. u. Landeskd., **67**: 283 - 308, 7 Abb., 3 Tab.; Detmold.
- GEOLOGIE IM MÜNSTERLAND (1995).– 195 S., 50 Abb., 6 Tab., 1 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).
- GRAHLE, H.O.; SCHNEEKLOTH, H. (1963): Der Darnsee bei Bramsche.– Geol. Jb., **82**: 43 - 64, 7 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- HAGLAUER-RUPHEL, B. (1991): Kinematik und Begleitstrukturen von Scherzonen - Experimente und Beispiele Mitteleuropas (mit besonderer Berücksichtigung des Osning-Lineamentes).– Diss. Univ. Bochum: 223 S., 75 Abb.; Bochum.- [unveröff.]
- HAHNE, J.; MENGELING, H.; MERKT, J.; GRAMANN, F. (1994): Die Hunteburg-Warmzeit („Cromer-Komplex“) und Ablagerungen der elster-, Saale- und Weichsel-Kaltzeit in der Forschungsbohrung „Hunteburg GE 58“ bei Osnabrück.– Geol. Jb., A, **134**: 117 - 165, 21 Abb., 4 Tab.; Hannover.
- HENNINGSSEN, D. (1983): Der Schwermineral-Gehalt der Drenthe-zeitlichen Schmelzwassersande in Niedersachsen.– Eiszeitalter u. Gegenwart, **30**: 63 - 72, 1 Abb., 3 Tab.; Hannover.
- HENNINGSSEN, D.; SPEETZEN, E. (1998): Der Schwermineral-Gehalt von Saale-zeitlichen Moränen- und Schmelzwasser-Ablagerungen des Münsterlandes (Nordrhein-Westfalen, NW-Deutschland).– Mitt. Geol. Inst. Univ. Hannover, **38**: 123 - 135, 2 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- HINZE, C.; JERZ, H.; MENKE, B.; STAUDE, H. (1989): Geogenetische Definitionen quartärer Lockergesteine für die Geologische Karte <1 : 25 000> (GK 25).– Geol. Jb., A **112**: 243 S., 3 Tab.; Hannover.
- HUNDT, R. (1950): Erdfalltektonik.– 145 S., 136 Abb.; Halle/S. (Knapp).
- JESSEN, K.; MILTHERS, V. (1928): Stratigraphical and palaeontological studies of interglacial freshwater deposits in Jütland and Northwest-Germany.– Danm. geol. Unders., (II), 48: 1 - 379; Kopenhagen.
- KLOSTERMANN, J. (1992): Das Quartär der Niederrheinischen Bucht.– 200 S., 30 Abb., 8 Tab., 2 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt Nordrh.-Westf.).- [Zugl. Habil.-Schr. Univ. Münster 1991]
- KLOSTERMANN, J. (1999): Das Klima im Eiszeitalter.– VI + 284 S., 90 Abb., 7 Tab.; Stuttgart (Schweizerbart).
- KNIESEL, J. (1980): Modellvorstellungen zur Dynamik der Auslaugungsprozesse des Zechsteinsalzes in den Saxoniden der DDR.– Hall. Jb. f. Geowiss., **5**: 49 - 75, 13 Abb.; Gotha/Leipzig.
- KRAMM, E.; MÜLLER, H.-M. (1978): Weichselzeitliche Torfe aus den Ems-Terrassen bei Münster (Westf.). – Eiszeitalter u. Gegenwart, **28**: 39 - 44, 2 Abb.; Öhringen.
- LANG, G. (1994): Quartäre Vegetationsgeschichte Europas.– 462 S., zahlr. Abb. u. Tab.; Jena, Stuttgart, New York (G. FISCHER).
- LENZ, A. (1997), mit Beitr. von GAWLIK, A.; MILBERT, G.; PAHLKE, U.: Erläuterungen zu Blatt 4116 Rietberg.– Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **4116**: 136 S., 17 Abb., 7 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- LINDENSCHMIDT, M.; REHAGE, H.-O. (1982): Ein neuer Erdfall in Hörstel, Kreis Steinfurt aus dem Jahre 1980. – Natur und Heimat, **42**(2): 47 - 51, 1 Abb., 1 Tab.; Münster.
- LOHMANN, H. H. (1962): Zur Formenentwicklung von Salzauslaugungstrichtern.– Notizbl. Hess. L.-Amt Bodenforsch., **90**: 319 - 326, 2 Abb., 1 Taf.; Wiesbaden.
- LOTZE, F. (1957): Zur Geologie der Senkungszone des Heiligen Meeres (Kreis Tecklenburg).– Abh. Landesmus. Naturkde. Münster, **18**: 3-36, 10 Abb., 4 Taf.; Münster.
- MEIBURG, P. (1980): Subrosions-Stockwerke im Nordhessischen Bergland.– Aufschluß, **31**: 265 - 287, 8 Abb.; Heidelberg.
- MENGELING, H. (1986), mit Beitr. von BÜCHNER, K.-H.; FAUTH, H.; FRISCH, U.; IMAMOGLU, A.E.; LANGER, A.; LEBKÜCHNER, H.; SCHLÜTER, W.; TÜXEN, J.: Erläuterungen zu Blatt 3514 Vörden.– Geol. Kt. Niedersachsen. <1 : 25 000>, Erl., **3514**: 125 S., 35 Abb., 5 Tab., 7 Kt.; Hannover.
- MENGELING, H. (1994), mit Beitr. von BOHNENSTEIN, V.; FAUTH, H.; IMAMOGLU, A.E.; LEBKÜCHNER, H.; KOCKEL, F.; RÖHLING, H.-G.; SCHLÜTER, W.; STEFFENS, P.; TÜXEN, J.: Erläuterungen zu Blatt 3515 Hunteburg.– Geol. Kt. Niedersachsen. <1 : 25 000>, Erl., **3515**: 189 S., 57 Abb., 11 Tab., 7 Kt.; Hannover.
- MÜLLER, H.-M. (1978): Weichselzeitliche Eiskeilsysteme im Emsgebiet bei Münster (Westf.).- Ein Beitrag zur Datierung der Emsterrassen.– N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., **1978**: 117 - 128, 7 Abb.; Stuttgart.

- NIEDERSÄCHS. L.-AMT F. BODENFORSCH. (1995): Quartärgeologische Übersichtskarte von Niedersachsen und Bremen 1 : 500 000.- Bearb. HINZE, C.; HÖFLE, H.-C.; JORDAN, H.; MENGELING, H.; MEYER, K.-D. (Redaktion), ROHDE, P.; STREIF, H.; Hannover.
- POELMANN, H. (1934): Geologisches vom Naturschutzgebiet „Heiliges Meer“.- Natur und Heimat, Sonderh. Heiliges Meer: 6 - 10, 3 Abb.; Münster.
- PRIESNITZ, K. (1972): Formen, Prozess und Faktoren der Verkarstung und Mineralumbildung im Ausstrich salinärer Serien (am Beispiel des Zechsteins am südlichen Harzrand).- Göttinger Geogr. Arb., **60**: 317 - 339, 9 Abb., 2 Taf.; Göttingen (Goltze).
- PRINZ, H. (1970): Fossile Einbruchschlote im Mittleren Buntsandstein der Vorderrhön, entstanden durch Auslaugung von Salzgesteinen im tiefen Zechsteinuntergrund.- Rock Mechanics, Suppl. **1**: 35 - 42, 6 Abb.; Wien.
- PRINZ, H. (1973), unter Mitarb. von CRAMER, K.; DILLMANN, W.; EMMERT, U.; HERRMANN, F.; KALTERHERBERG, J.; NIEDERMAYER, J.; REIFF, W.; RESCH, M.; REUM, E.; RUDOLF, W.; TEMMLER, H.; TRIEB, W.; WESTRUP, J.: Verbreitung von Erdfällen in der Bundesrepublik Deutschland.- 36 S., 4 Abb., 2 Tab., 1 Kt.; Hannover (B.-Anst. Bodenforsch. u. Geol. L.-Ämter der Bundesrepublik Deutschland).
- PRINZ, H.; STRAUSS, R. (2006): Abriß der Ingenieurgeologie, 4. bearb. und erw. Auflage.- XIV, 671 S., zahlr. Abb., Tab.; Heidelberg.
- RUNGE, F. (1959): Ein neuer Erdfall bei Hopsten.- Natur und Heimat, **19**: 94 - 96, 3 Abb.; Münster.
- SCHROEDER, F.G. (1956): Zur Vegetationsgeschichte des Heiligen Meeres bei Hopsten (Westfalen).- Abh. Landesmus. Naturkde. Münster, **18**(2): 2 - 38, 11 Abb.; Münster.
- SERAPHIM, E. Th. (1980): Über einige neuere Ergebnisse zur Vereisungsgeschichte der Westfälischen Bucht und des Unteren Weserberglandes.- Westf. geogr. Stud., **36**: 11 - 20, 1 Abb., 1 Tab.; Münster/Westf.
- SCHUSTER, A. (1971): Die westliche und südwestliche Umrandung der Ibbenbürener Karbonscholle.- Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **18**: 293 - 352, 6 Abb.; Krefeld.
- SKUPIN, K. (2005): Erläuterungen zu Blatt **3517** Rahden.- Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **3517**: 133 S., 7 Abb., 11 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- SKUPIN, K.; SPEETZEN, E.; ZANDSTRA, J. G. (1993): Die Eiszeit in Nordwestdeutschland. Zur Vereisungsgeschichte der Westfälischen Bucht und angrenzender Gebiete.- 143 S., 49 Abb., 24 Tab., 2 Taf., 2 Kt.; Krefeld.
- SPEETZEN, E. (1990): Die Entwicklung der Flußsysteme in der Westfälischen Bucht (NW-Deutschland) während des Känozoikums.- Geol. u. Paläont. Westf., **16**: 7 - 25, 16 Abb., 1 Tab.; Münster/Westf.
- STAUE, H. (1986), mit Beitr. von ADAMS, U.; DUBBER, H.-J.M.; KOCH, M.; REHAGEN, H.-W.; VOGLER, H.: Erläuterungen zu Blatt **3911** Greven.- Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., 3911: 137 S., 15 Abb., 8 Tab., 2 Taf.; Krefeld.
- THIERMANN, A. (1975a), mit Beitr. von BRAUN, F.J.; KALTERHERBERG, J.; REHAGEN, H.-W.; SUCHAN, K.-H.; WILL, K.-H.; WOLBURG, J.: Erläuterungen zu Blatt 3611 Hopsten.- Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, Erl., **3611**: 214 S., 21 Abb., 9 Tab., 4 Taf.; Krefeld.
- THIERMANN, A. (1975b): Zur Geologie der Erdfälle des „Heiligen Feldes“ im Tecklenburger Land/Westfalen.- Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg, **44**: 517 - 530; Hamburg.
- THIERMANN, A. (1987) mit einem Beitrag von KOCH, M.: Geologische Karte von NRW <1:100.000>, Erläuterungen zu Blatt C3910 Rheine.- 68 S., 14 Abb., 2 Tab.; Krefeld.
- TIETZE, O. (1914): Der Erdfall vom 14. April 1913 in der Gemeinde Hopsten.- Jb. d. Preuß. Geol. Landesanst. f. 1913, **34**(I): 648 - 657; Berlin.
- WEBER, H. (1930): Zur Systematik der Auslaugung.- Z. dt. geol. Ges., **82**: 179 - 186; Berlin.
- WEGNER, T. (1913): Der Erdfall bei Hopsten (Westfalen).- Naturwissenschaftliche Wochenschrift N.F. XII **21**: 332 - 333; Jena (Fischer).
- WEINERT, M. (1999): Hydrogeologie, Hydrochemie u. Isotopenhydrologie des Naturschutzgebiets „Heiliges Meer“: 189 S. Text, 149 S. Anhang; Münster.- [Dissertation, Geol.-Paläont. Inst. Univ. Münster].
- WEINERT, M.; REMY, D.; LÖHNERT, E. P. (2000): Hydrogeologische Systemanalyse des Naturschutzgebietes „Heiliges Meer“ (Kreis Steinfurt, Nordrhein-Westfalen).- In POTT, R. [Hrsg.]: Ökosystemanalyse des Naturschutzgebietes „Heiliges Meer“ (Kreis Steinfurt) - Interaktionen zwischen Still- und Fließgewässern, Grundwasser und Vegetation sowie Landnutzung und Naturschutz.- Abh. Westf. Mus. f. Naturk., **62**: 41 - 172, 88 Abb., 10 Tab.; Münster.
- WOLTERS, R.; THOME, K.; MEINICKE, K. (1958): Gutachten des Geologischen Landesamtes Nordrhein-Westfalen über die Baugrundverhältnisse im Bereich des geplanten Flugplatzes Hopsten.- Ber. Arch. Geol. L.-Amt, 25 S., 11 Anl.; Krefeld. [unveröff.]

Geol. Paläont. Westf.	72	S. 71-92	20 Abb. 1 Tab.	Münster März 2009
--------------------------	-----------	----------	-------------------	----------------------

Marine und terrestrische Sedimente der Kreide-Zeit im Paläokarst des Briloner Massenkalks

Karl-Heinz Ribbert und Klaus Skupin*

Kurzfassung:

Nach einer langen Zeit der Abtragung und Einebnung wurden auf dem devonischen Massenkalk von Brilon in der Kreide-Zeit erstmals wieder Sedimente abgelagert. Sie sind heute nur noch in Resten erhalten und finden sich entweder als geringmächtige Bedeckung auf der Massenkalkoberfläche oder in Karstspalten, die sich vor oder während der Kreidezeit gebildet haben. Anhand der verschiedenen Ablagerungen lässt sich die Sedimentationsgeschichte für die Wende Unter-/Oberkreide rekonstruieren, als das Meer diesen Raum erneut erreichte.

Lithologisch gesehen stehen sandig-konglomeratische Gesteine des terrestrisch/fluviatilen Bereichs sandig-karbonatischen Gesteinen mit mariner Mikro- und Makrofauna gegenüber. Während erstere meist nur als verlagerte Relikte an einzelnen, weiter südlich gelegenen Lokalitäten anzutreffen sind, kommen letztere im Steinbruch Düstertal bei Bleiwäsche als Ablagerung in einer Karstspalte noch im ursprünglichen Verband vor.

Die konglomeratischen Gesteine führen Pflanzenreste, die mit der Unterkreideflora des Saurier-Vorkommens von Nehden vergleichbar sind. Anhand ihres lokalen Geröllbestandes lassen sie sich am ehesten mit den grobklastischen Wünnenberg-Schichten des Mittel- bis Oberalbs in Beziehung setzen. Die sandig-karbonatischen Gesteine besitzen eine starke fazielle Ähnlichkeit mit den Kedinghausen-Schichten des Mittel- bis Oberalbs, scheinen jedoch etwas jünger zu sein (= tiefstes Cenoman). Intraformationelle Gerölle innerhalb der Hangenden Mergellage in einem Vorkommen in Bleiwäsche deuten auf mehrfache Umlagerungsprozesse während der Kreide-Transgression hin.

Zur Datierung der marinen Vorkommen dienten insbesondere Brachiopoden der ansonsten aus Echinodermen, Bryozoen, Gastropoden und Muscheln bestehenden Makrofauna. Hinzu kamen Foraminiferen innerhalb der Mikrofauna. Für die Schichten des Cenomans (Hangende Mergellage) erlaubte die Gesteinsausbildung eine Korrelation mit benachbarten Kreide-Profilen.

Summary:

After a long period of erosion and denudation the Devonian Massenkalk of Brilon was covered again by sediments during Cretaceous times. Preserved only in small relics they cover the Massenkalk as a thin layer or as the filling of karst fissures which developed before or during the Cretaceous. On the basis of sediments preserved in palaeokarst fissures at the Düstertal locality near Bleiwäsche the sedimentary history at the turn of the Lower to Upper Cretaceous can be reconstructed, when the sea reached this area again.

In the study area coarse sandy-conglomeratic rocks of a fluvial environment contrast with sandy-carbonaceous rocks containing a marine micro and macrofauna. The first mentioned rocks build small scattered relics in the southern part of the Massenkalk area whereas in the Düstertal quarry near Bleiwäsche the latter occur in their primary depositional setting only influenced by contemporaneous karst-internal sediment movement.

* Anschriften der Verfasser

Anschriften der Verfasser: Dr. Karl-Heinz Ribbert, An der Wildbahn 8, D-47800 Krefeld; Dr. Klaus Skupin, Leipziger Str. 126, D-47918 Tönisvorst

The conglomeratic rocks contain plant remains which resemble the Lower Cretaceous flora of the Nehden sauropod occurrence. By their local pebble composition they can be compared with the coarse clastic Wünnenberg beds of Middle to Upper Albian age.

The lithofacies of the Düstertal karst fissure sediments is compared with that of the Kedinghausen beds though the karst sediments seem to be somewhat younger (lowermost Cenomanian). Intraformational conglomerates of a temporal outcrop in Bleiwäsche point to complex sedimentation and resedimentation processes during the transgression.

Biostratigraphical data for the marine rocks are given by brachiopods in the macrofauna consisting of echinoderms, bryozoans, gastropods and lamellibranchs as well as by the microfauna of foraminifera. In addition correlation with neighboring Cretaceous profiles especially with the "Hangende Mergellage" of lowermost Cenomanian age is possible.

Inhaltsverzeichnis

1.	Geologischer Überblick und Erforschungsgeschichte	72
2.	Sandig-konglomeratische Gesteine	74
2.1.	Petrografische Zusammensetzung und Sedimentstrukturen	74
2.2.	Fossilinhalt, Datierung, Fazies	75
3.	Sandig-karbonatische Gesteine	76
3.1.	Paläokarstspalten im Steinbruch Düstertal	76
3.1.1.	Erscheinungsbild der Karstspaltenfüllung	76
3.1.2.	Sedimenttypen, Petrografie und Sedimentstrukturen	78
3.1.3.	Fossilinhalt und Datierung	80
3.2.	Ergänzendes Material zur Karstspalte (Haldenmaterial)	81
3.3.	Baugrube Peucker	85
4.	Zusammenfassung und Rekonstruktion des Sedimentationsgeschehens	88
5.	Dank	90
6.	Aufschlüsse	90
7.	Literatur	91

1 Geologischer Überblick und Erforschungsgeschichte

Das Untersuchungsgebiet liegt am Nordostrand des Rheinischen Schiefergebirges (Sauerland) im Übergangsbereich zur Westfälischen Tieflandsbucht (Abb. 1). Während der nördliche Teil von Gesteinen der Oberkreide geprägt wird, treten südlich einer Linie Büren – Fürstenberg - Wünnenberg die Gesteine des Devons und Karbons bis an die Geländeoberfläche heran und bilden im Bereich der Briloner und Warsteiner Hochfläche den Untergrund der permisch-mesozoischen Rumpffläche.

Von der ehemals flächenhaft am Nordostrand des Rheinischen Schiefergebirges lagernden Kreide-Bedeckung sind infolge der über Jahrmillionen bis heute währenden stabilen Hochlage der Rheinischen Masse nur noch Reste in reduzierter Mächtigkeit überliefert. Sie sind dort vom Ausstrichsbereich des devonischen Massenkalks seit langem in Form vereinzelt oder gehäuft als Lesesteine auftretender sandig-mergeliger Gesteine bekannt, teils wurden sie als Füllungen von Karstspalten konserviert.

Erste Angaben hierzu finden sich vor allem bei PAECKELMANN & KÜHNE (1936). Nachfolgend wurden die litho- und biostratigraphischen Verhältnisse der Kreide-Schichten am Nordostrand des Rheinischen Schiefergebirges insbesondere durch HEITFELD (1957), SPEETZEN (1970) und SPEETZEN et al. (1974) näher untersucht. Hierbei wurden die sandigen Kreide-Relikte nach den lithologischen Befunden und auf Grund regionalgeologischer Vergleiche zunächst als Sedimente der Unterkreide, das heißt als Äquivalente des weiter östlich im Eggegebirge vorkommenden Osning-Sandsteins (Hauterive bis Unteralb) angesprochen. Spätere Bearbeiter (MEIBURG 1979, HUCKRIEDE 1982) stellten diese Einstufung jedoch in Frage oder verneinten sie. Im Raum Bleiwäsche - Madfeld scheinen die Schichten des Hauterives bis Unteraltals vermutlich ganz zu fehlen (HISS & SPEETZEN 1986).

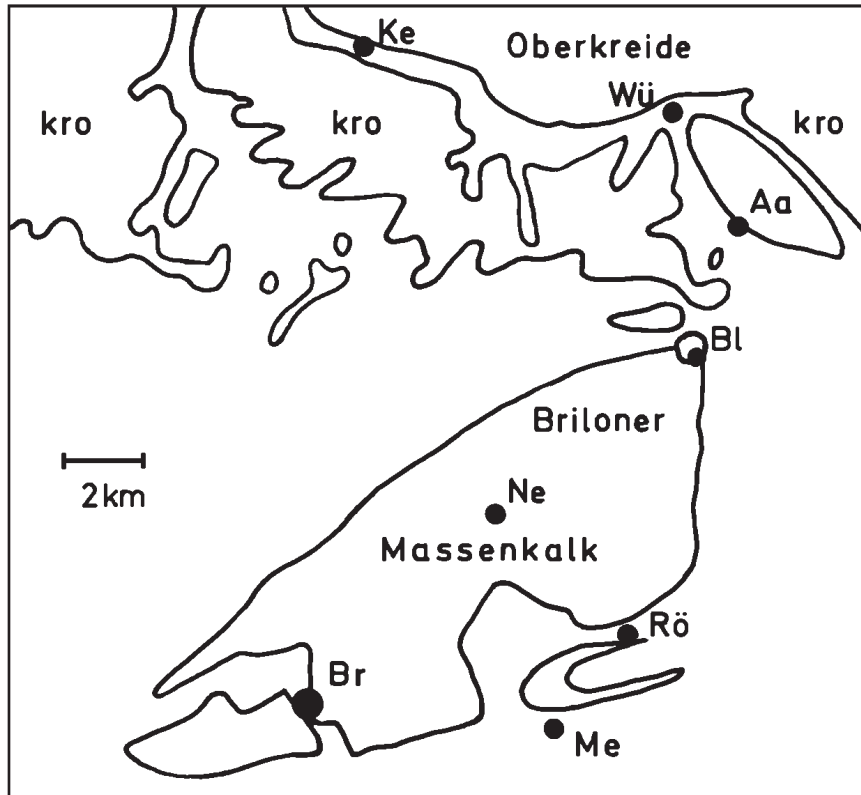


Abb. 1: Lage des Untersuchungsgebietes und der Aufschlusspunkte: Aa = Aabachtalsperre, Bl = Bleiwäsche, Br = Brilon, Ke = Keddinghausen, Ne = Nehden, Me = Messinghausen, Rö = Rösenbeck, Wü = Wünnenberg.

Trotz dieser detaillierten lithologischen und petrografischen Untersuchungen blieb für die Sandsteine der Briloner Hochfläche eine exakte stratigraphische Einstufung bislang ohne Erfolg. Die Gründe hierfür sind vor allem in dem Fehlen biostratigraphisch verwertbarer Makro- und Mikrofossilien (Leitfossilien) zu suchen, die zum einen vermutlich primär fehlen, zum anderen aber auch erst nachträglich durch die intensive tertiärzeitliche Verwitterung bis auf verbleibende Hohlräume weggelöst wurden.

Nach den in den letzten Jahren gemachten Erkenntnissen ist bei den Sedimenten zwischen terrestrisch-fluviatilen und marinen Bildungen zu unterscheiden.

So handelt es sich bei der terrestrischen Fazies auf der Briloner Hochfläche um Ablagerungen, die auch an der Saurier-Fundstelle von Nehden (HUCKRIEDE 1982, OEKENTORP 1984) auftreten. Ihr Alter - zunächst von GREBE (1982) sporologisch als Aptium oder Albium bestimmt - ist nach Aussage der Charophytenflora mit Barrémium festzulegen (SCHUDACK 1987).

Erst während der höchsten Unterkreide (Mittel- bis Oberalb) wurden über dem eingeebneten paläozoischen Untergrund der Briloner Hochfläche klastische Sedimente flächenhaft abgelagert, die vom nahe gelegenen Festland des heutigen Rheinischen Schiefergebirges abzuleiten sind. Sie wurden von Flüssen aus südwestlicher Richtung in Richtung Meer transportiert, wo sie sich entlang der Küste mit den marinen Sedimenten verzahnten. Entsprechend sind am Nordostrand des Rheinischen Schiefergebirges innerhalb der Ablagerungen des Mittel- bis Oberalbs faziell stark unterschiedliche Gesteine anzutreffen. Der höhere Teil besteht aus feinkörnigen, sandig-glaukonitischen Sandsteinen (Rüthener Grünsandsteine oder Rüthen-Schichten) sowie grobsandig-feinkiesigen Ablagerungen (Wünnenberg-Schichten), die im Bereich von Keddinghausen bei Büren von einer sandig-kieseligen und einer konglomeratisch-karbonatischen Folge, den sogenannten Keddinghausen-Schichten unterlagert werden. Diese sehr komplex aufgebaute Schichtenfolge des Albiums entspricht zeitlich vermutlich dem Flammenmergel des Egge-Gebirges. Speziell die spiculitführenden Keddinghausen-Schichten werden als küstennah gebildete Fazies des Flammenmergels angesehen (HISS & SPEETZEN 1986: 667).

Durch die in den tonig-mergeligen Sedimentresten auf den Massenkalkflächen nördlich Rösenbeck nachgewiesene Makro- und Mikrofauna ist stellenweise ein untercenomanes Alter belegt (LÜTKE-BRINKMANN 1990; M. HISS und K. RESCHER in RIBBERT et al. 2006). Die am weitesten südlich gelegenen Oberkreidereste fanden sich im Massenkalk von Messinghausen. Sie bestätigen das bislang vermutete Übergreifen des Cenoman-Meeres über den heutigen Ausstrich hinaus nach Süden in das Sauerland (THIERMANN & ARNOLD 1964, ARNOLD 1966).

Kennzeichnend für die basalen Schichten des transgredierenden Cenomans sind Anreicherungen von weißlichen bis gelblichen Geröllen aus Quarz (Fein- Mittel- Grobkies), hellbraunen, grünen, roten und rostbraunen Geröllen aus Quarzit und Tonstein sowie einige, zum Teil abgerundete Phosphoritkonkretionen mit einzelnen Quarzkörnern. Entsprechende Gerölle kommen auch in den höheren Schichten vor, sind dort jedoch meist kleiner und weniger zahlreich. Darüber folgt ein grünlichgrauer, sandig-schluffiger, schwach feinkiesiger Ton- bis Tonmergelstein. Dieser geht nach oben bei abnehmendem Sand- und Glaukonitgehalt in einen grünlichgrauen bis gelbgrauen oder gelbbraunen schluffigen Mergelton- bis Tonmergelstein über, wie er für die küstenferneren Ablagerungen des Cenoman-Mergels charakteristisch ist.

Im ehemaligen Küstenbereich der Briloner Hochfläche wird das Untercentoman ausschließlich durch geringmächtige, stark sandhaltige Sedimente repräsentiert. HEITFELD (1957) bezeichnet diese Randfazies als „Hangende Mergellage“. Sie ist zusammen mit der darüber folgenden „Fossilbank“ als zeitliches Äquivalent des Essen-Grünsands im Ruhrgebiet aufzufassen.

Im Tertiär setzte sich die bereits vor der Kreide auftretende Verkarstung und Hohlraumbildung (Paläokarst) fort. Zugleich kam es auf der Hochfläche bei heißen und feuchten Klimaverhältnissen zu diagenetischen Umwandlungen und der Bildung von „Tertiär-Quarziten“. Des Weiteren erfolgten im Tertiär starke Mineralisationen (Kalkspat, Dolomit, Ankerit, Schwerspat (Baryt), Fluorit, Quarz) und Vererzungen (Eisen, Blei, Zink, Kupfer, Nickel, Kobalt und Silber) (SCHAEFFER 1986).

Ausgehend von verschiedenen Schürfen beziehungsweise Aufschlüssen im Raum Bleiwäsche - Rösenbeck werden nachfolgend die Kreide-Sedimente vom Bereich der Briloner Hochfläche beschrieben. Sedimentologische und mineralogische Untersuchungen sowie makro- und mikropaläontologische Analysen an frischem, unverwittertem Gesteinsmaterial bringen dabei neue Erkenntnisse zur Fazies, Genese und Alter der Sedimente sowie zu den Ablagerungsbedingungen und der Paläogeographie dieses küstennahen Ablagerungsraumes.

2 Sandig-konglomeratische Gesteine

2.1 Petrografische Zusammensetzung und Sedimentstrukturen

In der Lesesteinbestreuung der Briloner Hochfläche zwischen Rösenbeck und Bleiwäsche sind Bruchstücke konglomeratischer Silikatgesteine weit verbreitet. Bei der Lokalität „Stemmel“ (R³⁴ 79 400, H⁵⁶ 99 400) nördlich von Rösenbeck erreichen sie Größen bis zu 1 m³. In ihrem petrografischen Erscheinungsbild zeigen sie alle Übergänge von mittel- bis grobkörnigen, glaukonitfreien Quarzsandsteinen über konglomeratische Sandsteine bis zu dicht gepackten Geröll-Konglomeraten (Abb. 2). Ihr Vorkommen ist bislang niemals im Zusammenhang mit anderen Kreide-Sedimenten beobachtet worden. Nur in den obersten 20 m der 1978 abgeteufte Tiefbohrung Madfeld 1 (800 m westlich der Erhebung „Stemmel“) (BRINCKMANN & STOPPEL, in Vorber.) sind schwach konglomeratische Sandsteine als Spaltenfüllung des Massenkalks angetroffen worden. Sie sind Anzeichen für ein Paläokarstrelief, das zur Kreide-Zeit bereits vorhanden war und durch Sedimente plombiert worden ist.

Der Geröllbestand der Konglomerate besteht ganz überwiegend aus quaderförmigen, schwach kantengerundeten, radiolarienführenden Kieselstücken des Unterkarbons in Größen zwischen wenigen Millimetern und Zentimetern; weniger häufig sind eckige Milchquarzgerölle ebensolcher Größe. Neben diesem Reliktgeröllbestand einer intensiven chemischen Verwitterung sind gelbliche Ton- und Sandsteine äußerst selten.

Während am „Stemmel“ nur glaukonitfreie Gesteine gefunden wurden, kommen im näheren Umfeld von Bleiwäsche (Eikenberg, Auf dem Loh) auch quarzitisches Sandsteine mit Glaukonit vor.



Abb. 2: Konglomeratischer Sandstein aus Quarz- und Kieselchiefergeröllen („Wünnenberg-Schichten“), Lesestein am „Stemmel“, R ³⁴ 79 400, H ⁵⁶ 99 400, Blatt 4518 Madfeld

Der Dünnschliff (DS 5882) eines konglomeratischen Sandsteins vom „Stemmel“ zeigt Kiesgerölle aus Gangquarz und Radiolarien führendem Lydit. In der Sand- und Schluff-Fraktion sind Quarz, Quarzit, Tonschiefer und Staurolith enthalten. Der Zement besteht aus feinkristallinem Quarz, akzessorisch sind Goethit sowie die Tonminerale Illit, Chlorit und Kaolinit vorhanden. Die angerundeten bis gerundeten Komponenten sind durch feinkristallinen Quarzzement und durch Kornverwachsung miteinander fest verkittet. Die Sortierung des Konglomerats ist naturgemäß schlecht. Größere Konglomeratblöcke am Stemmel zeigen einen geschichteten Aufbau, sei es als rinnenartige Geröllanreicherung an der Basis einer Bank oder als Materialwechsel von geröllreichen Konglomeraten, geröllarmen Sandsteinen und dünnen Sandsteinlagen mit Pflanzenanreicherungen. Durch dieses gemeinsame Vorkommen ist die Zugehörigkeit einzeln aufgefunder Sandsteinblöcke mit Pflanzenresten zur Konglomerat-Schichtenfolge gesichert.

2.2 Fossilinhalt, Datierung, Fazies

Die in manchen Sandsteinen dicht gepackten, ursprünglich markasitisierten Pflanzenreste liegen heute in feinfaseriger, goethitischer Erhaltung vor. Neben den Abdrücken unbestimmbarer Holzreste tritt eine Vielzahl von nadel- oder lanzettförmigen Blattresten auf. Das hochenergetische Milieu mit Erosion und Umlagerung wird auch durch Feinsandsteinresedimente im Konglomerat unterstrichen.

Einige der sandig-quarzitischen Lesesteine von der Lokalität „Auf dem Loh“ südwestlich Bleiwäsche (R ³⁴ 78 450, H ⁵⁷ 02 500), enthalten Abdrücke und Steinkerne von strukturierten Pflanzenresten, die HART-KOPF-FRÖDER (Geologischer Dienst NRW, Krefeld) untersucht hat. Demnach handelt es sich um Bruchstücke von Pflanzenstengeln und von kleinen, Sporenkapseln tragenden Farnfiederchen. Ähnliche, wahrscheinlich sogar artlich identische Farnreste sind in anderer Erhaltungsform aus der kreidezeitlichen Karsthöhlenfüllung von Nehden bekannt (HUCKRIEDE 1982, KAMPMANN 1983). Für das sandige Trägergestein kommt daher eine Einstufung in die höhere Unterkreide (Barrême-Stufe oder wenig jünger) in Frage.

Die glaukonitfreien, groben Siliziklastika mit einem Geröllbestand, der durch die unmittelbar südlich weit verbreiteten unterkarbonischen Kieselchiefer dominiert wird, vermitteln das Bild einer terrestrisch-fluviatilen bis ästuarinen Entstehung. Andere quarzitisches Sandstein-Lesesteine - solche mit wenig Glaukonit - enthalten auch Steinkerne von Schalenresten mariner Organismen, u. a. eine Schnecke von einem Fundpunkt bei der Lokalität „Auf dem Loh“.

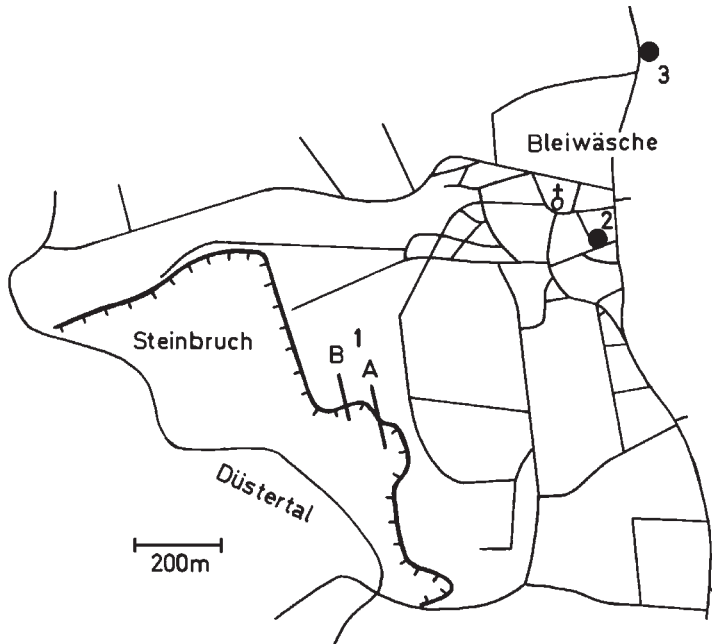


Abb. 3: Lage der Aufschlusspunkte im Steinbruch Düstertal (1 Spalten A u. B) sowie in Bleiwäsche (2 Baugrube Peucker, 3 Schurf Bleiwäsche)

3 Sandig-karbonatische Gesteine

Sandig-karbonatische Gesteine, meist mit Glaukonit und oft mit Bruchstücken mariner Fossilien sind nördlich Bleiwäsche weitflächig verbreitet und dort stellenweise in Aufschlüssen einzusehen. Südlich dieser Verbreitung sind sie nur noch punktuell erhalten. Wichtigster Fundpunkt ist hier eine vollständig erhaltene Spaltenfüllung (Spalte A) im Massenkalk-Steinbruch im Düstertal (Abb. 3). Sie liegt im südlichen, alten Teil des Steinbruchs bei den Koordinaten R ³⁴ 79 200, H ⁵⁷ 03 650. Von einer weiteren Spaltenfüllung (Spalte B, R ³⁴ 79 120, H ⁵⁷ 03 700), die schon dem Abbau zum Opfer gefallen war, konnten noch zahlreiche Bruchstücke in Abbauresten der obersten Steinbruchsohle aufgesammelt werden. Eine Baugrube in der Ortsmitte von Bleiwäsche (Grundstück Peucker, R ³⁴ 79 750, H ⁵⁷ 03 960) lieferte weitere Fundstücke.

3.1 Sedimente der Paläokarstspalten im Massenkalk des Steinbruchs Düstertal

3.1.1 Erscheinungsbild der Spaltenfüllung (Spalte A)

Die Sedimentfüllung der Karstspalte liegt in einer sackartigen Hohlform einer durch Karbonatlösung erweiterten Störungszone (Abb. 4). Die Störung folgt der für die lokalen Querstörungen üblichen NNW – SSE-Richtung. Das vollständig verfestigte Sedimentmaterial ist deutlich geschichtet, besonders im unteren Teil mit einer Wechsellagerung unterschiedlicher Sedimenttypen (Abb. 5 u. 7). Die einzelnen Sedimentationseinheiten sind wenige Zentimeter bis einige Dezimeter stark und schmiegen sich randlich an die Spaltenwände an. Im Zentrum hängt die Schichtung nach unten durch und die Lagen erreichen dort ihre größte Mächtigkeit. Im darüber liegenden Teil sind die Schichten durch gravitatives Absinken innerhalb der Spalte intensiv gestört und bilden ein Knäuel aus sich überschlagenden Falten mit einer ausgeprägten Wickelstruktur (vgl. LINDHOLM 1987: 36)

Aufgrund des vorliegenden Erscheinungsbildes erfolgte die Sedimentation vermutlich vom Boden eines meerwasserbedeckten, unregelmäßigen Karstreliefs in einen submarin bestehenden Karsthohlraum hinein. Da in den sandhaltigen Sedimenten oft eine Gradierung der Korngröße zu erkennen ist, dürfte die Ablagerung durch eine episodische Anlieferung von Schlamm oder Suspension und nachfolgender Aussaigerung der Sedimentteilchen erfolgt sein. Sie sammelten sich verstärkt im Spaltentiefsten an und dünnen im Bereich der Karstwände zunehmend aus.



Abb. 4: Karstspalte (Spalte A) im Steinbruch Düstertal, R ³⁴ 79 200, H ⁵⁷ 03 650, Blatt 4518 Madfeld



Abb. 5: Karbonatischer Feinsandstein mit Anreicherungen von Glaukonit und Fossilbruchstücken, Spalte A im Steinbruch Düstertal, R ³⁴ 79 200, H ⁵⁷ 03 650, Blatt 4518 Madfeld

Zusätzlich sind ein verkarstungsbedingtes Nachsacken der Sedimentfüllung und eine dadurch bedingte Auswalzung an den Spaltenwänden vorstellbar. Dieses Phänomen ist bei zahlreichen terrestrischen Spaltenfüllungen des Tertiärs und Quartärs immer wieder zu beobachten. Nicht gänzlich auszuschließen ist auch eine tektonische Verquetschung des Spalteninhalts durch spätere Bewegungen auf der Störungszone.



Abb. 6: Karbonatischer Feinsandstein mit Bioklasten (Dünnschliff 5900), Spalte A im Steinbruch Düstertal, R ³⁴ 79 200, H ⁵⁷ 03 650, Blatt 4518 Madfeld

3.1.2 Sedimenttypen, Petrografie und Sedimentstrukturen

Fossilführender karbonathaltiger Sandstein: Bei den vorliegenden geschichteten Karstsedimenten handelt es sich in erster Linie um dünnplattige, teils hell- bis grünlichgraue oder graugrüne schwach bis stark glaukonitische, quarzitische Feinsandsteine mit einem wechselnden Anteil an karbonatischem Fossildetritus (Dünnschliffe 5900 u. 5901). Hinzu kommt ein wechselnder Gehalt an Gesteinsbruchstücken (intraformationelle Gerölle) aus tonigem Schluff- bis Feinsandstein, Ton-, Horn- und Kalkstein, der besonders an der Basis der Einzellagen infolge gradierter Schichtung häufig deutlich erhöht ist. Die Korngröße der Quarzkörner beträgt im Mittel zwischen 0,12 – 0,150 mm und erreicht vereinzelt Werte bis 2,5 mm (Feinkies). Die Gesteinsfragmente und Schalenbruchstücke erreichen eine Größe von mehreren Millimetern bis Zentimetern. Akzessorisch enthalten sind in der Sandfraktion des Weiteren Muskovit, Zirkon, Rutil, Anatas, Turmalin und Erz. Die Rundung der Körner ist subangular bis angerundet. Die Sortierung reicht von schlecht über mäßig bis gut. Die Bindung erfolgt je nach Kalkgehalt durch quarzitische Kornverwachsung beziehungsweise durch eine Matrix aus sparitischem Calcit (ca. 15 %), feinstkristallinem Quarz, Tonmineralen (Illit/Glaukonit, untergeordnet Kaolinit) und akzessorisch Goethit (Untersuchung H. GRÜNHAGEN, Geol. Dienst Nordrh.-Westf.). Der Glaukonit tritt in Form von Einzelkörnern oder auch als Matrix auf (Abb. 6). Auf den Begrenzungsflächen der Sandsteinlagen finden sich im Allgemeinen millimeterdicke, stark glaukonitische Schluff- und Tonfasern, die meist dunkelgrün gefärbt sind.

Verkieselter Mergelstein (?): Wechsellagernd mit den geschilderten Feinsandsteinen und dünnen, tonigen Zwischenlagen wurden in der Karstspalte geringmächtige Lagen aus grüngrauem bis graugrünem, tonigem Hornstein mit 70 – 80 % Quarz, 3 – 4 % Calcit und einem Rest Ton (Illit, Illit-Montmorillonit-Mixed Layer) angetroffen. Das Material ist völlig ungeschichtet und lässt auch mikroskopisch keine Feinstrukturen in der Kieselsubstanz erkennen (Dünnschliffe D 1a, 1b, 2). Diese Ausbildung weicht von der Zusammensetzung der Spiculite in den Kedinghausen-Schichten der Typlokalität deutlich ab. Dort sind im Kieselsäurezement (Chalcedon) neben Quarzkörnern und Glaukoniten in großer Zahl Schwammnadelreste (Spiculae) anzutreffen (HISS 1986: 662). Andererseits bleibt nach JORDAN (1965) die Opalsubstanz der Schwammnadeln nur selten erhalten. Ihr Fehlen schließt damit eine spiculitische Verkieselung nicht automatisch aus, könnte allerdings auch auf eine hydrothermale Verkieselung hinweisen, wie sie für den Bereich Bleiwäsche charakteristisch ist (s. Kap. 3.2).



Abb. 7: Intensiv verfaltete Lagen aus tonigem Hornstein und fossilführendem, sandigen Zwischenmittel („convolute bedding“) (Anschliff), Breite des Handstücks 25 cm; Spalte A im Steinbruch Düstertal, R ³⁴ 79 200, H ⁵⁷ 03 650, Blatt 4518 Madfeld

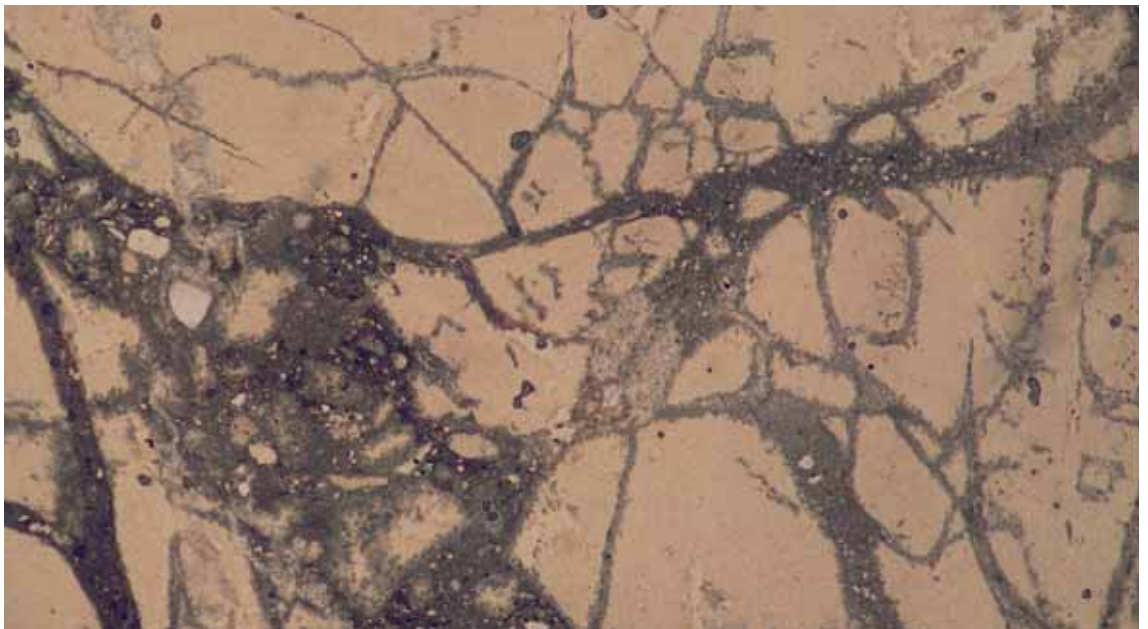


Abb. 8: Toniger Hornstein mit bioklastischer Spaltenfüllung (Dünnschliff 1 a, 1 b, 2, vergrößert), Spalte A im Steinbruch Düstertal, R ³⁴ 79 200, H ⁵⁷ 03 650, Blatt 4518 Madfeld

Wickelstrukturen aus fossilführendem Karbonatsandstein und verkieseltem Mergelstein: Im mittleren Teil der Karstspalte sind die Lagen aus fossilführendem Karbonatsandstein und verkieseltem Mergelstein durch gravitative Umlagerung intensiv miteinander verfaltet, wobei die kieseligen Gesteine im Umbiegungsbereich der Falten, bedingt durch die größere Härte, knollenartig herausgewittert sind (Abb. 7). Charakteristisch für diese „Knollen“ oder Falten sind zahlreiche Risse und Spalten, die mit den Sedimenten aus

fossilführendem Karbonatsandstein der Hangend- und Liegendsschichten erfüllt sind. Diese Strukturen sind besonders an geschnittenen Handstücken gut zu erkennen (Abb. 8) und geben einen deutlichen Hinweis auf die Entstehung des Sediments. Die Falten- und Wickelstrukturen des Kieselgesteins dokumentieren neben der gravitativen Sedimentverlagerung, bei der die unterschiedlichen Schichten und Materialien intensiv miteinander vermengt worden sind, auch den relativen Zeitpunkt der Umlagerung. Da die Risse im Kieselgestein mit fossilführendem Karbonatsandstein erfüllt sind, muss das Kieselgestein bei der Bewegung bereits ganz oder teilweise durch die Verkieselung verfestigt gewesen sein. Da die Verkieselung hierbei die Schichtenfolge nur partiell, das heißt lagenweise erfasst hat, ist eine von außen kommende, hydrothermale Verkieselung unwahrscheinlich. Die diagenetische Verkieselung dürfte somit vielmehr aus dem feinkörnigen Sediment selbst kommen.

Zusammenfassend gesehen hat das Spaltensediment mehrere Stufen der Ablagerung durchlaufen:

- 1 Ablagerung im marinen Flachwasserbereich auf einem untermeerischen Karstrelief
- 2 Einspülung oder gravitatives Rutschen in einen praeexistierenden Karsthohlraum unter Bildung einer Sediment-Wasser-Suspension und anschließender Aussaigerung
- 3 Teilweises Nachsacken und „Verwicklung“ der Schichtung zu Falten und „Knollen“

3.1.3 Fossilinhalt und Datierung

Die Sand- bis sandigen Kalksteine enthalten zahlreiche kleine, graue bis weißliche Fossilbruchstücke („Muschelzerreißel“), die im Einzelnen nicht näher zu identifizieren sind. Größere und z. T. gut erhaltene Reste juveniler Formen fanden sich jedoch recht häufig auf den tonreicheren Schichtflächen der Gesteine (Abb. 9). Die gezielte Aufsammlung im Gelände beziehungsweise die nachträgliche schonende Aufbereitung der Gesteine im Labor mittels verschiedener Aufschlussverfahren (H_2O_2 , Ultraschall) erbrachte schließlich eine kleine Kollektion an bestimmaren Fossilien, die hauptsächlich der Gruppe der Brachiopoden, Muscheln (Austern) und Echinodermen zuzuordnen sind. Im Einzelnen wurden bestimmt:

Brachiopoden: *Orbirhynchia cf. multicostata* PETTITT, *Gemmarcula canaliculata* (ROEMER), *Gemmarcula menardi* (LAMARCK), *Cyclothyris difformis* (VALENCIENNE, in LAMARCK), *Grasirhynchia grasiana* (D ORBIGNY), *Terebrirostra sp.*, *Terebratulina protostriatula* OWEN und vermutlich junge Formen von *Concinnithyris sp.*

Muscheln: Reste von Pectiniden (*Mimachlamys sp.*) und *Lima sp.*

Echinodermen: Skelettreste von Seeigeln, Seesternen und Seelilien

Großforaminiferen: *Flabellina sp.*

Die große Zahl an Brachiopoden ähnelt dabei den Verhältnissen, wie sie von KAHRS (1927: 631) aus den frühesten Cenoman-Schichten der Klippenfazies vom Kassenberg bei Mülheim-Broich angegeben werden.

Aufgrund fehlender Leitformen (Ammoniten, Belemniten) ist die stratigraphische Stellung der vorliegenden Spalten-Sedimente nicht mit letzter Sicherheit anzugeben. Bei der Brachiopoden-Vergesellschaftung handelt es sich um Faziesfossilien, die sowohl im ausgehenden Alb als auch im Cenoman im Randbereich der Rheinischen Masse heimisch waren. Entsprechende Sedimente vom Bereich des Kassenbergs bei Mülheim-Broich werden von KAHRS (1927) dem frühesten Cenoman (*Neostlingoceras carcitanense* Subzone) zugeordnet. Bemerkenswert ist in diesem Zusammenhang das Fehlen von Inoceramenresten. Nach bisheriger Kenntnis sind dickschalige Inoceramen in einzelnen Lagen des späten Alb (*Callihoplites auritus*-Subzone) anzutreffen. Im spätesten Alb fehlen sie und treten erneut im frühen, nicht unbedingt frühesten Cenoman auf. Sie sind dort charakteristisch für den höheren Teil der *carcitanense*-Subzone beziehungsweise der *Sharpeiceras schlueteri*-Subzone in Form von *Inoceramus crippei*. Allerdings fehlen wiederum die häufig phosphatisierten Reste von *Aucellina*, die ansonsten für spätes Alb oder frühes Cenoman leitend sind. In Bezug zur vorliegenden Brachiopodenfauna spricht das gemeinsame Auftreten von *Terebrirostra sp.*, *Gemmarcula menardi* (LAMARCK) und besonders *Cyclothyris cf. difformis* (VALENCIENNE, in LAMARCK) jedoch letztlich für eine Ablagerung der Sedimente während des frühen Cenomans.



Abb. 9: Schichtfläche des karbonatischen Feinsandsteins (s. Abb. 5) mit Schalenanreicherung juveniler Brachiopoden, Spalte A im Steinbruch Düstertal, R ³⁴ 79 200, H ⁵⁷ 03 650, Blatt 4518 Madfeld

3.2 Ergänzendes Material zu den Karstspalten A und B (Haldenmaterial)

Die abgebildeten Handstücke (Abb. 10 – 16) sind zum Teil Funde aus der unmittelbaren Umgebung der Karstspalte A des Steinbruchs Düstertal. Der größere Teil dieser Stücke stammt vermutlich aus einer weiteren Karstspalte (Spalte B), die 75 m westlich parallel zur Karstspalte A verläuft. Die dort aufgefundenen Stücke der sandig-karbonatischen Kreide-Sedimente weisen eine partielle Verkieselung, bei einem Stück auch eine Vererzung mit Bleiglanz, auf. Hierfür sprechen Einsprenglinge von Quarzkristallen unterschiedlicher Größe. Die Kristallbildung kann mit dem Aufstieg von hydrothermalen Wässern entlang der großen Querstörungen in Zusammenhang gebracht werden (SCHAEFFER 1986). Eines dieser Stücke, das sich durch seine starke hydrothermale Beeinflussung von den übrigen abhob, enthielt Einschlüsse von grünlichen, bis mehrere Zentimeter großen Tonsteinflatschen. Mittels der darin nachgewiesenen Mikrofauna wurde ein turones Alter bestimmt (Datierung M. HISS, Geol. Dienst NRW), ein Zeichen für das ehemalige Vorhandensein von turonzeitlichen Ablagerungen in diesem Raum. Heute sind diese dort vollständig erodiert und nur noch reliktsch in Karstspalten überliefert.

Des Weiteren wurden im näheren Umfeld der beiden Karstspalten zahlreiche Handstücke aufgefunden, aus denen aufgrund der sedimentologischen Besonderheiten auf die ehemaligen Ablagerungsverhältnisse geschlossen werden kann. Die nachfolgenden Abbildungen mit kurzen Beschreibungen stellen eine kleine Auswahl dieser Sedimentgesteine dar:

Das Gestein der Abb. 10 ist feinlaminirt, bestehend aus dünnen Lagen von hellem bis gelblichgrauem Schluffstein im Wechsel mit grünlichgrauem, unterschiedlich karbonathaltigem Feinsandstein, schwach glaukonitisch, zum Teil gradiert geschichtet. Die Schichten sind entlang einzelner Störungsbahnen vertikal zerlegt und zum Teil gegeneinander auf- bis überschoben. Dies deutet auf eine fragmentierende Beanspruchung infolge Sackung des Untergrundes durch anhaltende Verkarstung oder durch tektonische Beanspruchung im Bereich der Störung, an die die Karstspalte gebunden ist.

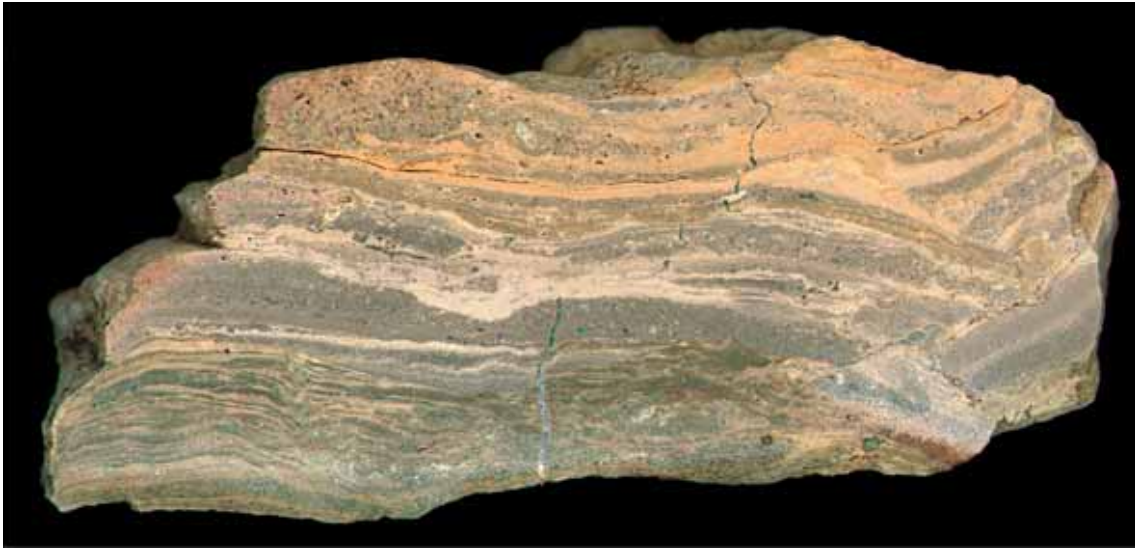


Abb. 10: Feinlaminierte Wechschelschichtung aus Schluffstein (hell) und karbonatischem Feinsandstein, schwach glaukonitisch, Lagen z.T. gradiert, zerbrochen und verstellt (Anschliff), Lesestein vom Spaltenbereich A und B



Abb. 11: Wechsellagerung aus unterschiedlich sandhaltigem Kalkstein mit Schlufflaminen; Sandfraktion aus Quarzkristallen unterschiedlicher Größe (Anschliff); Lesestein vom Spaltenbereich A und B.

Das Gestein der Abb. 11 besteht aus einer Wechsellagerung von unterschiedlich sandhaltigem Kalkstein im Wechsel mit dünnen Schlufflagen. Neben einzelnen Ton-/Schluffsteinplättchen sind im Dünnschliff K7 zahlreiche neugebildete Quarzkristalle unterschiedlicher Größe zu erkennen; im Dünnschliff K3 sind sparitische Kalksteinlagen mit unterschiedlichem Gehalt von Quarzkristallen und grünlichen Tonsteinplättchen schlierig miteinander vermischt; ein Teil des Sparits zeigt eine feine (biogene?) Parallelstruktur. Das Karbonatgestein dürfte zumindest teilweise bioklastischer Natur sein und ähnelt den Kalksteinlagen der Karstspalte. Der Einfluss einer selektiv auf Karbonat wirkenden hydrothermalen Umkristallisierung und Silifizierung ist wahrscheinlich.



Abb. 12: Schwach kalkhaltiger Fein- und Grobsandstein, z. T. aus Quarzkristallen; die Schichten sind trichterförmig eingesenkt und diskordant überlagert; Lesestein vom Spaltenbereich A und B.

Bei dem Gestein der Abb. 12 handelt es sich um einen grauen bis gelblichgrauen, schwach kalkhaltigen, wechselnd fein- und grobkörnigen Sandstein, z.T. mit Quarzkristallen (Dünnschliff K6). Im unteren Teil des Handstücks ist die Schichtung konkav nach unten verbogen. Im oberen Teil, durch eine Diskordanz vom unteren Teil getrennt, folgen schwach muldenförmig verformte Sedimenten. Das Handstück stellt entweder die Ausfüllung einer kolkartigen Vertiefung dar oder es dokumentiert die Deformation bei beginnender Sackung des Untergrundes.

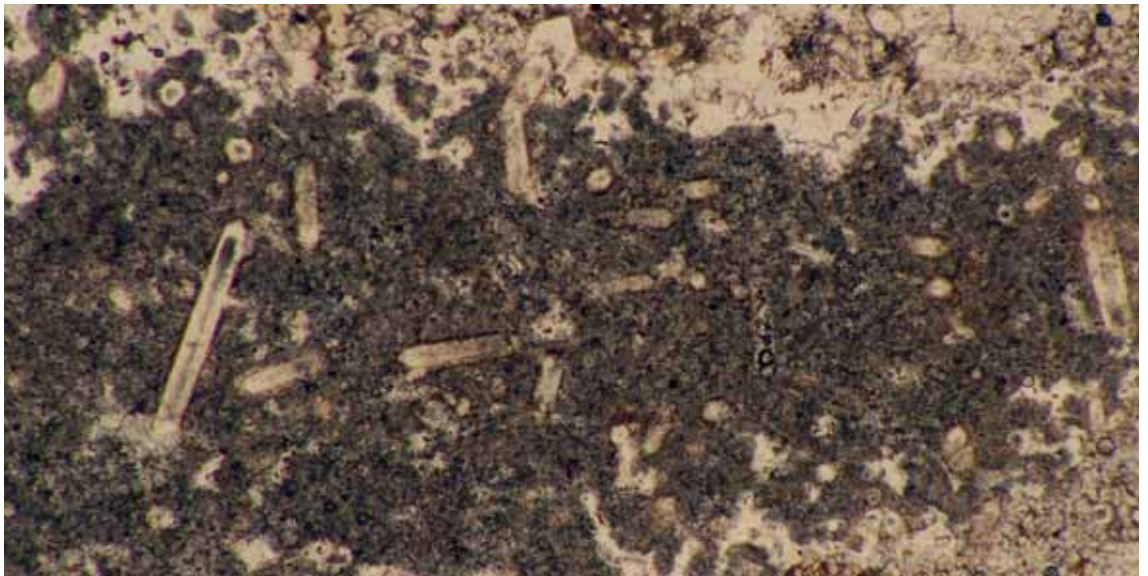


Abb. 13: Hypidiomorphe Quarzkristalle, entstanden durch metasomatische Verdrängung von Kalzit durch Kieselsäure (Dünnschliff K 7), Lesestein vom Spaltenbereich A und B

In einem graubraunen bis dunkelbraunen Körper (Intraklast ?) aus feinkörnigem Kalzit (Mikrit) erkennt man hypidiomorphe Quarzkristalle, vermutlich entstanden durch metasomatische Verdrängung des Kalzits durch hydrothermal zugeführte Kieselsäure (Abb. 13).



Abb. 14: Feinsandstein, kalkhaltig und glaukonitisch, angelagert an Massenkalk (Anschliff); Lesestein vom Haldenbereich des Steinbruchs Düstertal, R ³⁴ 79 080, H ⁵⁷ 03 710)

Bei dem Gestein der Abb. 14 handelt es sich um einen kalkhaltigen Feinsandstein der Oberkreide mit zahlreichen intraformationellen Geröllen von kalkfreiem, wenig verfestigtem, gerundetem Karbonat- und Schluffstein sowie Lagen von Glaukonit über devonischem Massenkalk. Die Grenze ist unregelmäßig geformt und die Gerölle sind im Grenzbereich zum Massenkalk angereichert. Das Gestein zeigt die Auswirkung starker Strömungen auf einem von verkarstetem Massenkalk geprägten Relief, wodurch der noch wenig verfestigte Schluffstein aufgearbeitet und dessen Fragmente mit dem karbonatisch-glaukonitischen Sediment vermengt wurden.



Abb. 15: Sandstein, quarzitisch, kalkfrei, mit grünlichen intraformationellen Schluffsteingeröllen (Anschliff); Haldenbereich des Steinbruchs Düstertal, R ³⁴ 79080, H ⁵⁷ 03 710, Blatt 4518 Madfeld)

Der hellgraue, sehr feinkörnige Sandstein der Abb. 15 ist quarzitisch gebunden und enthält lagenweise angereichert eine Vielzahl grünlicher Intraklasten unterschiedlichster Größe. Die gestreckten, teilweise auch gebogenen Intraklasten von tonig-schluffiger Zusammensetzung weisen teils scharfe, teils verschwommene Grenzen zum Feinsandstein auf. Kleine Löcher im Feinsandstein mögen von ehemals kalkigem Fossildetritus herrühren.



Abb. 16: Feinsandstein, glaukonitisch, mit Schluffsteinintraklasten; Lesestein vom Wolfesknapp südöstlich Eikenberg, R ³⁴ 79 750, H ⁵⁷ 02 500, Blatt 4518 Madfeld.

Der gelblichgraue Sandstein der Abb. 16 ist feinkörnig (Korndurchmesser um 0,1 - 0,2 mm) und quarzitisch gebunden (Dünnschliff K11). Er führt neben Schluffstein-Intraklasten zahlreiche Glaukonitkörner. Des Weiteren treten Hohlräume auf, die nach ihrer Form keinen Schluss auf bestimmte Bioklasten zulassen.

Die feinkörnigen Sandsteine (Abb. 15 u. 16) gehören einer Sedimentationsphase an, in der während oder kurz nach der Kreide-Transgression sandig-glaukonitisches Material über den verkarsteten Massenkalk abgelagert wurde. Mangels Fossilien ist eine Datierung nicht möglich, so dass eine Parallelisierung mit den massenkalkferneren Kreide-Ablagerungen unterbleiben muss. Petrografisch unterscheiden sich die Gesteine von den ebenfalls sandig-quarzitischen Gesteinen der terrestrischen Sedimentationsphase (s. Kap. 2) durch die Beimischung einer marinen Komponente. Gegenüber den Grobsandsteinen an der Kreide-Basis (Schurf Bleiwäsche) fehlt eine tonig-karbonatische Kornbindung. Möglicherweise sind die quarzitischen Feinsandsteine durch marine Aufarbeitung aus den Grobsandsteinen hervorgegangen.

3.3 Baugrube Peucker

An der Hauptdurchgangsstraße in Bleiwäsche wurde in dem Aushub einer Baugrube auf dem Grundstück Peucker, Am Sauerland 14, Kreide-Material angetroffen. Ein genaues Schichtprofil konnte wegen der bereits erfolgten Beendigung der Baumaßnahme nicht aufgenommen werden, doch sind die Gesteine nach der Zusammensetzung als Äquivalent der Hangenden Mergellage anzusprechen. Nach eigenem Augenschein und Auskunft des Eigentümers ist mit einer in Kap. 5 angegebenen Schichtenfolge zu rechnen.



Abb. 17: Sandstein mit intraformationellen kreidezeitlichen und paläozoischen Geröllen; Baugrube Peucker in Bleiwäsche, R ³⁴ 79 750, H ⁵⁷ 03 960, Blatt 4518 Madfeld.

Gesteine: Die Kreide-Gesteine aus der Baugrube Peucker bestehen allgemein aus graugrünen bis grünlichgrauen, glaukonitischen bis stark glaukonitischen Ton- und Sandmergelsteinen mit einzelnen Phosphoritknollen. Darin eingelagert finden sich in größerer Zahl Gerölle von dunkel- bis schwarzgrauen oder rötlichen und weiß gebleichten Sandsteinen sowie grünlichen Kieselgesteinen (Abb. 17). Die Bruchflächen dieser Gerölle lassen stellenweise eine dünne glaukonitisch-grüne Kruste erkennen. Sie zeigt, dass die Zerbrechung schon kreidezeitlich und nicht etwa durch junge Umlagerung erfolgt ist.

Fossilführung: Eine Probe aus den glaukonitischen Mergeln und Sandmergeln erbrachte mikrofaunistisch eine gut erhaltene, jedoch einförmige Sandschalerfauna mit Formen der Gattungen *Arenobulimina*, *Ataxophragmium* und *Tritaxia* (Untersuchung K. RESCHER, Geol. Dienst Nordrh.-Westf.).

Altersstellung: Aufgrund des Karbonat- und Glaukonitgehaltes sowie der schwachen Sandführung sind die Sedimente der Baugrube vermutlich der Hangenden Mergellage, das heißt dem Unterocenoman zuzurechnen. Dasselbe belegt auch die Foraminifere *Lingulogavelinella formosa* (BROTZEN). Die übrige Sandschalerfauna ist für eine biostratigraphische Einstufung nicht relevant. Die Formen kommen sowohl in der höheren Unterkreide als auch im Cenoman vor.

Geröllführung: Unter den geröllartigen Bruchstücken ist ein Sandsteintyp besonders auffällig. In einer schluffig bis feinsandigen, kalkhaltigen, schwach glaukonithaltigen Grundmasse mit einer bimodale Korngrößenverteilung „schwimmen“ Quarzkörner von 0,5 bis 1 mm Größe und einem mäßigen bis guten Rundungsgrad. Hinzu kommen Gesteinsbruchstücke und kleinere Gerölle stark unterschiedlicher Zusammensetzung:

- Sandstein, rötlichgrau, mittelkörnig, glimmerhaltig, eckig, mit glaukonitischer Kruste (Geröll des paläozoischen Untergrundes, vermutlich Oberkarbon-Sandstein)
- Quarz (aus dem paläozoischen Untergrund)
- Schluffstein, grünlich und rötlich, glimmerhaltig, sehr schwach kalkhaltig, stellenweise unscharfe Grenze zur Grundmasse (ein in Auflösung befindliches Weichgeröll der Kreide)
- Karbonatgestein, hellgrau, angerundet, mit sehr wenig Glaukonit (Kreide-Gestein)

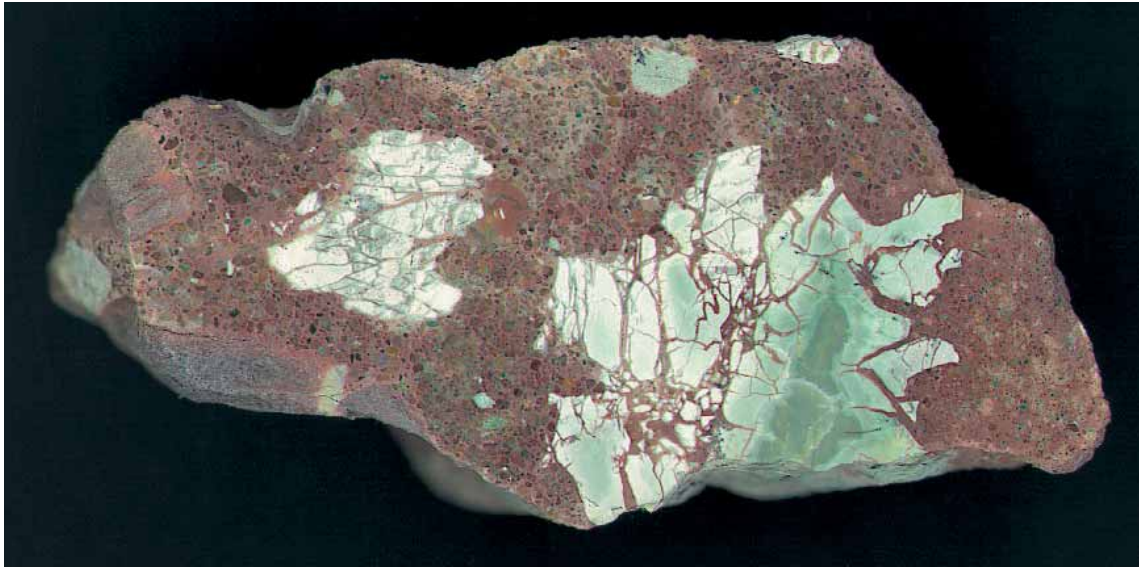


Abb. 18: In situ fragmentiertes Kieselgestein-Geröll in sandiger glaukonitischer Grundmasse (Anschliff), Baugrube Peuker in Bleiwäsche, R ³⁴ 79 750, H ⁵⁷ 03 960, Blatt 4518 Madfeld.

Kieselgestein, weiß, im Kern grünlichgrau. Es ist von Spalten und Rissen durchsetzt, die mit der siliziklastischen Grundmasse gefüllt sind. Das Geröll ist fragmentiert, aber die Bruchstücke sind kaum disloziert, das heißt das Geröll hat sich im eingebetteten Zustand zerlegt (Abb. 18). Es könnte sich bei dem Vorgang um Austrocknung und Schrumpfung in flachstem Meerwasser handeln, aber auch um Synärese – ein Schrumpfprozess weicher bis halbfester Sedimente bei Salinitätswechsel – ist vorstellbar. Das Kieselgestein ähnelt stark den grünlichen, verkieselten Mergelsteinen der Karstspaltenfüllung und muss deshalb älter als die Hangende Mergellage sein.

- Bioklasten der Kreide in unterschiedlicher Art und Größe (Abb. 19):

Länglich und konzentrisch angeordnete Bläschenstrukturen: Bryozoen, Schwämme ?

Schwarze, parallelfaserige Schalenstruktur mit Bohrlöchern: Austernschalen (?)

Gastropoden, Echinodermen, Ostrakoden

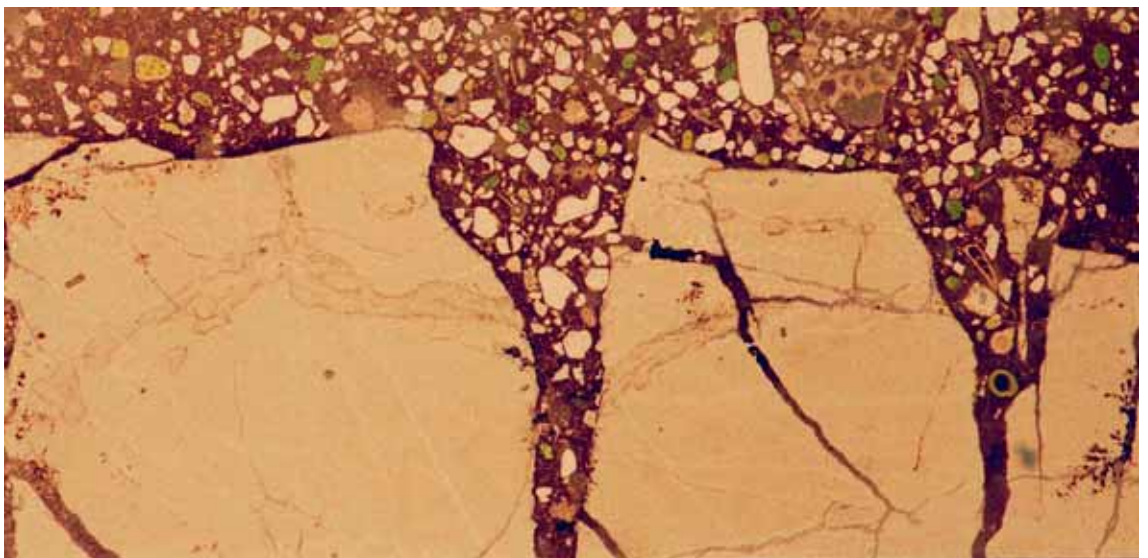


Abb. 19: Glaukonitischer Quarz- und Schluffstein mit Bioklasten (z. B. Bryozoen, Foraminiferen) in Spalten des Kieselstein-Gerölls der Abb. 18 (Dünnschliff)

Genese: Die Zusammensetzung des Geröllbestandes sowie die Art seines Vorkommens lassen recht unterschiedliche Deutungen zu. So enthalten die konglomeratischen Sandsteine sowohl Gerölle des in Erosion befindlichen, paläozoischen Untergrundes als auch resedimentiertes Kreidematerial in Form von schluffigen und kalkigen Sedimenten mit unterschiedlichen Bioklasten. Das konglomeratische Gestein selbst liegt wiederum – wie das unten noch zu beschreibende Kieselgestein – in einem Sediment, das nach Zusammensetzung und Alter als „Hangende Mergellage“ anzusprechen ist. Als Deutung bietet sich somit das Bild einer zweifachen Umlagerung während des Transgressionsgeschehens an:

1. Zunächst werden schluffig-kalkige Sedimente und Bioklasten abgelagert und später in einem hochenergetischen Milieu aufgearbeitet und mit gut aufbereitetem, grobem Quarzsand vermischt. Die Lithofazies der beteiligten Sedimente ist derjenigen der Kedinghausen-Schichten ähnlich.
2. Danach führt ein weiterer Transgressionsvorgang zur Zeit der „Hangenden Mergellage“ zur Umlagerung der inzwischen verfestigten „Kedinghausen“-Sedimente.

Der Verkieselungsgrad des Gerölls gibt darüber hinaus auch einen Hinweis auf die Art und Ursache der Verkieselung. Nach mikroskopischen Untersuchungen (Dünnschliff 5907) ist die Bank aus grünlichem Kieselgestein durch Verwitterungseinfluss randlich entkieselt und zeigt eine feinsandige Zusammensetzung des Ausgangsgesteins. Es enthält darüber hinaus ein eckiges Feinsandsteingeröll, das eine abweichende Farbe aufweist und unverkieselt ist. Ein größeres Stück Kieselgestein lässt eine ausgeprägte Entschichtung, vermutlich durch Bioturbation erkennen.

Insgesamt ist der Verkieselungsgrad des Gesteins jedoch so gering, dass das darin enthaltene Geröll unverkieselt geblieben ist. Das spricht nicht für eine durchdringende, hydrothermale Silifizierung sondern eher für eine Verkieselung, die aus dem Sediment selbst erfolgt ist. Es zeigt sich, dass auch in den andernorts unverkieselten Kreidemergeln unter den kleinräumigen Verhältnissen eines überfluteten Karstreliefs kieselige Bioklasten (Schwammnadeln), die Frühdiagenese beeinflusst haben.

4 Zusammenfassung und Rekonstruktion des Sedimentationsgeschehens

Die Kreide-Sedimentgesteine aus dem Raum Bleiwäsche belegen für den östlichen Teil der Briloner Hochfläche marine und fluviatil-terrestrische Ablagerungsräume, die durch die küstennahe Lage während des Grenzbereichs Unter-/Oberkreide gegeben war. Die Besonderheit der beschriebenen Region liegt dabei in der Tatsache, dass die Kreide-Transgression in diesem Abschnitt des Nordrandes der Rheinischen Masse über verkarstungsfähigen Gesteinen des Devons (Massenkalk), erfolgte. Die Kreidegesteine sind deshalb nicht nur auf der Oberfläche des Massenkalks zu finden, sondern auch in unterschiedlicher Fazies in den Paläokarst-Hohlformen etliche Dekameter unterhalb der Oberfläche anzutreffen (Abb. 20).

· Terrestrische Fazies (1 in Abb. 20):

Durch die Karstfüllung von Nehden sind erstmals Ablagerungen aus der Barrême-Stufe der Unterkreide bekannt. Die damit zu korrelierenden relativ grobkörnigen, siliziklastischen Kreide-Sedimente und deren Fossilinhalt weisen hierbei auf ein terrestrisches Milieu der Ablagerung hin. Sie sind im verkarsteten Massenkalk an einzelnen Stellen relativ frisch und unverwittert erhalten, da sie durch Absenkung in den Paläokarst der Aufarbeitung entzogen wurden (vgl. CLAUSEN 1979, CLAUSEN et al. 1979, CLAUSEN et al. 1989). Die marinen, ebenfalls grobklastischen Rüthen-Schichten und Wünnenberg-Schichten sind jeweils jünger und wurden erst während der Transgressionsphase der späten Unterkreide (Mittelalb- bis Oberalb-Stufe) abgelagert.

· Marine Fazies auf verkarstem Untergrund (2 und 3 in Abb. 20):

Südlich von Bleiwäsche sind auch Reste einer an Makro-Schalenfauna (insbesondere Brachiopoden) reichen Fazies erhalten, die Anklänge an diejenige der Kedinghausen-Schichten zeigt. Die Kombination von bioklastischen Kalksteinen mit spikulitischen und glaukonitischen Sandsteinen – in den Kedinghausen-Schichten in Form einer vertikalen Abfolge – manifestiert sich in der Spaltenfüllung (2) in Form einer durch Rutschung teilweise gestörten Wechselfolge von sandig-glaukonitisch-bioklastischen Lagen und verkieselten, ehemals sandig-karbonatischen Lagen. In dem zwischen den Spalten liegenden Gebiet dürften einzelne, rhythmisch geschichtete Kreide-Sedimente auch in kolkartigen Vertiefungen des paläozoischen Untergrundes abgelagert worden sein (vgl. Abb. 12) und besitzen damit genetische Ähnlichkeit mit den Sedimenten der Klippenfazies des Ruhrgebietes (KAHRS 1927, HISS 1982, TRÖGER 2003) (3).

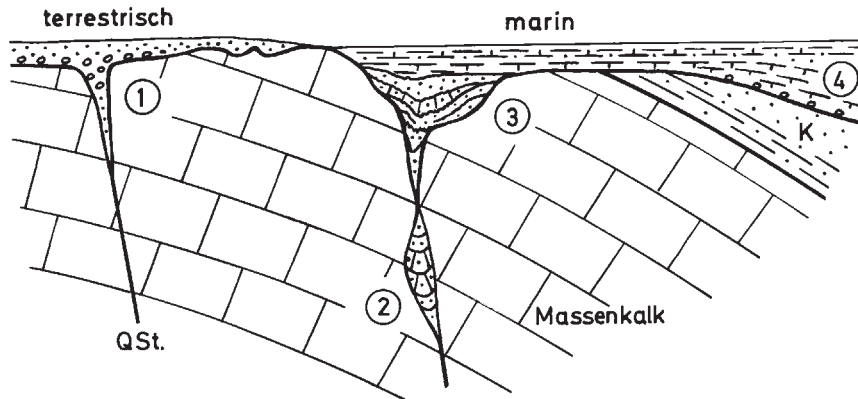


Abb. 20: Arten der Paläokarst-Vorkommen im östlichen Teil des Briloner Massenkalks (schematischer Schnitt).

- (1) Konglomeratische Sandsteine der Karstspaltenfüllung in der Bohrung Madfeld 1
 - (2) Karbonatische Sandsteine der Karstspaltenfüllung A im Steinbruch Düstertal
 - (3) Hypothetisches Karstrelief im Steinbruch Düstertal
 - (4) Karbonatische Schluffsteine und Sandsteine der transgredierenden „Hangenden Mergellage“ (Schurf Bleiwäsche)
- K = Karbon-Schichten; Qst. = Querstörung

Für die kreidezeitlich umgelagerten Gerölle des Aufschlusses „Peucker“ ist ein Zusammenhang mit den kieseligen Sedimenten des Paläokarsts zwar nicht unmittelbar nachzuweisen, dennoch aber wahrscheinlich. Mit ihren unterschiedlichen Resedimentationserscheinungen belegen sie ein zeitweilig hochenergetisches Milieu während transgressiver Phasen an der Wende Unter-/Oberkreide (WILMSEN et al. 2005).

· Transgressive „Normal“-Fazies (4 in Abb. 20)

In den Randbereichen des Briloner Massenkalkes erfolgte der Meeresvorstoß über eingeebnete sandig-tonige Schichten des Oberkarbons (Profile an der Aabachtalsperre und nördlich Bleiwäsche). Die transgredierenden Kreideschichten werden der „Hangenden Mergellage“ des Untercenomans zugeordnet und enthalten nur wenige größere Bioklasten sowie agglutinierende Foraminiferen.

Das Nebeneinander von terrestrischen und marinen Ablagerungen auf der Briloner Hochfläche ergibt sich aus der Lage der Küstenlinie am Nordrand der Rheinischen Masse an der Wende von Unter- zu Oberkreide. Wie die im Paläokarst nachgewiesenen Kreide-Sedimente belegen, war dieser Zeitabschnitt durch ein mehrfaches Vor- und Zurückfluten des Meeres gekennzeichnet (vgl. SPEETZEN 1970).

Tab.1: Stratigraphie der Kreide im Raum Bleiwäsche

Kreide (partim)	Oberkreide		Cenoman – Pläner	
	Cenoman		Cenoman – Mergel	
	Untercenoman		Schichten der Karstspalte	Hangende Mergellage
	Alb	O	Keine Sedimente auf dem Massenkalk	Keddinghausen - und Wünnenberg-Schichten
		M		
		U		
Apt			Schichtlücke	
Barr.		Terrestrische Schichten von Nehden und konglomeratische Äquivalente		

5 Dank:

Die Bestimmung der Makrofossilien erfolgte durch H.G. OWEN, Department of Palaeontology, British Museum (Natural History), London und C.J. WOOD, Scops Geological Services Ltd., Minehead Somerset, die der Mikrofossilien durch M. HISS und K. RESCHER (†), Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen, Krefeld sowie durch C. FRIEG, Bochum. Die Bestimmung der Pflanzenreste wurde von CH. HARTKOPF-FRÖDER und R. STRITZKE, Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen, Krefeld vorgenommen. Ein Teil der sedimentpetrographischen Untersuchungen wurden von H. GRÜNHAGEN und U. WEFELS, Geologischer Dienst Nordrhein-Westfalen, Krefeld durchgeführt. Allen Beteiligten sei für ihre Mithilfe herzlich gedankt.

6 Aufschlüsse

- Name: **Schurf nördlich von Bleiwäsche**
(an der Ostseite der Landesstraße 956)
- Lage: R ³⁴ 79 825, H ⁵⁷ 04 480; TK 25: 4518 Madfeld
+ 442 m NN
- Zeit: Sommer 1996
- Bearbeiter: K. SKUPIN (Schichtenfolge), H. GRÜNHAGEN (Petrografie), K. RESCHER (Mikropaläontologie)
- 1,40 m Hangkante, bewachsen
 - 1,75 m Schwach toniger, schluffiger Sandstein, glaukonitisch, bioturbat stark gestört, grüngrau bis graugrün, auf den Schichtflächen gelb- bis rostbraun
 - 2,30 m Toniger, stark schluffiger Sandstein, glaukonitisch, bioturbat stark gestört, grüngrau bis graugrün, auf den Schichtflächen gelb- bis rostbraun
 - 2,50 m Toniger, sandiger Schluffstein, schwach glaukonitisch, bioturbat stark gestört, grau bis dunkelgrau oder grünlichgrau, auf den Schichtflächen gelb-bis rostbraun
 - 2,65 m Toniger, schluffiger Grobsandstein, stark glaukonitisch, schwach kalkig, bioturbat stark gestört, mit Phosphoritknollen und Geröllage aus Milchquarz, Schluffstein und Quarzit ca. 5 cm über der Basis
 - 2,70 m Quarzit, grau bis grünlichgrau, mit unregelmäßig wellig-wulstiger Oberfläche (Oberkarbon)
- Name: **Baugrube Peucker**
Ortskern von Bleiwäsche, Grundstück Zum Sauerland 14
- Lage: R ³⁴ 79 750, H ⁵⁷ 03 960; TK 25: 4518 Madfeld
+ 447 m NN
- Zeit: Sommer 1996
- Bearbeiter: Schichtenfolge (K. SKUPIN), Petrografie (H. GRÜNHAGEN, K.-H. RIBBERT), Mikropaläontologie (K. RESCHER)
- 0 – 0,40 m Toniger, sandiger Schluffstein, schwach karbonatisch, schwach glaukonitisch, bioturbat stark gestört, grüngrau bis grau
 - 0,80 m Toniger, schluffiger Sandstein, glaukonitisch bis stark glaukonitisch, bioturbat stark gestört, mit einzelnen Phosphoritknollen und Geröllen aus Milchquarz, weiß, und verkieseltem Schluff- bis Feinsandstein, grünlichgrau
 - 0,85 m Grünlichgrauer bis rötlichgrauer, schwach glaukonitischer, schwach karbonatischer schluffiger Sandstein mit intraformationellen Geröllen aus tonigem Hornstein und tonigem Schluffstein, teilweise in zahlreiche eckige Fragmente zerfallen

- 0,95 m Toniger Hornstein, grau bis bräunlichgrau, bioturbat gestört,
an der Oberfläche und bis in ca. 0,5 bis 1 cm Tiefe grünlichgrau
verfärbt

7 Literatur

- ARNOLD, H. (1966): Westfalen zur Kreidezeit : Ein paläogeographischer Überblick ; I. Die Oberkreide. – Natur u. Heimat, **26**: 61 – 69, 3 Abb.; Münster.
- BRINCKMANN, J.; STOPPEL, D. (1989): Zur Geologie des Briloner Riffs. - Ergebnisse eines Kernprogramms. – Manuskript Bundesanst. Geowiss. u. Rohst.: 218 S., 58 Abb., 18 Tab., 12 Taf.; Hannover [Unveröff.].
- CLAUSEN, C.-D. (1979): Über kreidezeitliche bis pleistozäne Karstfüllungen im Warsteiner Massenkalk (Rheinisches Schiefergebirge). – Aufschluß, Sonderbd., **29** (Warstein), 113 – 124, 4 Abb.; Heidelberg.
- CLAUSEN, C.-D.; GREBE, H.; LEUTERITZ, K.; WIRTH, W. (1978): Zur Alterstellung und paläogeographischen Bedeutung des Paläokarstes auf der Warsteiner Carbonatplattform. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1978** (10): 577 – 589, 5 Abb.; Stuttgart.
- CLAUSEN, C.-D.; LEUTERITZ, K.; mit Beitr. von RESCHER, K.; LEUTERITZ, K. (1989): Spalten und ihre Füllungen in den Carbonatgesteinen des Warsteiner Raumes (nordöstliches Rheinisches Schiefergebirge). – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **35**: 309 – 391, 6 Abb., 4 Tab., 5 Taf.; Krefeld.
- GREBE, H. (1982): Die unterkretazische Karsthöhlen-Füllung von Nehden im Sauerland. 2. Die Mikrosporen-Assoziation, Altersaussage und Versuch eines Vegetationsbildes. – Geologica et Paleontologica, **16**: 243 – 258, 1 Abb., 4 Tab., 2 Taf.; Marburg.
- HEITFELD, H. (1957): Zur Stratigraphie der Kreide am Nordrand des Sauerlandes zwischen Sichtgvor und Essentho. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., **105**: 79 – 112, 5 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- HISS, M. (1982): Cenoman-Transgression und kleinräumige Faziesänderungen der Transgressionssedimente am Beispiel des Geologischen Gartens in Bochum und der Steinbrüche bei Frömern (Westfalen). – Münster. Forsch. Geol. Paläont., **57**: 137 – 162, 11 Abb.; Münster.
- HISS, M.; SPEETZEN, E. (1986): Transgressionssedimente des Mittel- bis Oberalb am SE-Rand der Westfälischen Kreidemulde (NW-Deutschland). – N. Jb. Geol. u. Paläont., Mh., **1986** (11): 648 – 670, 9 Abb.; Stuttgart.
- HUCKRIEDE, M. (1982), mit Beitr. von FEIST, M.: Die unterkretazische Karsthöhlen-Füllung von Nehden im Sauerland. 1. Geologische, paläozoologische Befunde und Datierung. – Geologica et Paleontologica, **16**: 183 – 242, 19 Taf.; Marburg.
- JORDAN, H. (1965): Gliederung und Genese des Flammenmergels (Alb) in Hils- und Sackmulde (Süd-Hannover). – Z. dt. geol. Ges., **117**: 391 – 424, 6 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; Hannover.
- KAHRS, E. (1927): Zur Paläogeographie der Oberkreide in Rheinland-Westfalen. – N. Jb. Mineral. Geol. Paläont., Beil. Bd., **58** (B): 627 – 687, 10 Abb., 1 Tab., 3 Taf.; Stuttgart.
- KAMPMANN, H. (1983): Mikrofossilien, Hölzer, Zapfen und Pflanzenreste aus der unterkretazischen Sauriergrube bei Brilon-Nehden: Beitrag zur Deutung des Vegetationsbildes zur Zeit der Kreidesaurier in Westfalen. – Geol. u. Paläont. Westf., **1**: 146 S., 20 Abb., 1 Tab., 61 Taf.; Münster.
- LINDHOLM, R. (1987): A practical approach to sedimentology. – XVIII + 276 S., zahlr. Abb.u. Tab.; London [u. a.] (Allen & Unwin).
- LÜTKE-BRINKMANN, S. (1990): Geologische Kartierung zwischen Bleiwäsche und Gut Almerfeld (SE- Westfalen, Bl. 4518 Madfeld).- Dipl.- Kart. Univ Münster. VIII. – 57 S., 26 Abb., 2 Tab., 5 Anl.; Münster.
- MEIBURG, P. (1979): Kreide-Transgression und Paläokarst im Gebiet der Warsteiner Karbonat-Plattform (Westfalen). - Aspekte der Kreide Europas. - Internat. Union geol. Sci., (A) **6**: 363 – 384, 9 Abb., 1 Taf.; Stuttgart.
- OEKENTORP, K. (1984): Die Saurierfundstelle Brilon-Nehden (Rheinisches Schiefergebirge) und das Alter der Verkarstung. – Kölner Geogr. Arb., **45**: 293-315, 3 Abb., 3 Fotos; Köln.
- PAECKELMANN, W.; KÜHNE, F. (1936), mit Beitr. von PFEFFER, P.: Erläuterungen zu Blatt Madfeld. - Geol. Kt. Preußen u. benachb. dt. Länder <1 : 25 000>, **4518**: 79 S. 1 Tab.; Berlin.

- RIBBERT, K.-H.; SKUPIN, K.; OESTERREICH, B. (2006), mit Beitr. von FARRENSCHON, J.; KRAHN, L.; NIESKENS, H. G.; PAHLKE, U.; ROTH, R.; WREDE, V: Erläuterungen zu Blatt 4518 Madfeld. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, **4518**: 191 S., 14 Abb., 11 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- SCHAEFFER, R. (1986): Geochemische Charakteristik und Genese der jungmesozoischtertiären Vererzung im Sauerland (Rheinisches Schiefergebirge). - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **34**: 337 – 381, 7 Abb., 11 Tab., 3 Taf.; Krefeld.
- SCHUDACK, M. (1987): Charophytenflora und Alter der unterkretazischen Karsthöhlen-Füllung von Nehden (NE-Sauerland). – Geol. Paläont. Westf., **10**: 7 – 44, 10 Abb., 4 Taf.; Münster.
- SKUPIN, K. (1989): Erläuterungen zu Blatt 4418 Wünnenberg. – Geol. Kt. Nordrh.-Westf. <1 : 25 000>, **4418**: 151 S., 15 Abb., 10 Tab., 1 Taf.; Krefeld.
- SPEETZEN, E. (1970): Lithostratigraphische und sedimentologische Untersuchungen im Osning-Sandstein (Unter-Kreide) des Egge-Gebirges und des südöstlichen Teutoburger Waldes (Westfalen, NW-Deutschland). - Münstersche Forsch. Geol. u. Paläont., **18**: 149 S., 43 Abb., 8 Tab., 21 Taf.; Münster/Westf.
- SPEETZEN, E.; EL-ARNAUTI, A.; KAEVER, M. (1974): Beitrag zur Stratigraphie und Paläogeographie der Kreide-Basis-schichten am SE-Rand der Westfälischen Kreidemulde (NW-Deutschland). – N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., **145**: 207 – 241, 9 Abb., 3 Tab.; Stuttgart.
- THIERMANN, A.; ARNOLD, H. (1964): Die Kreide Im Münsterland und in Nordwestfalen. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **7**: 691 – 724, 1 Abb., 1 Tab.; Krefeld.
- TRÖGER, K.-A. (2003): The Cretaceous of the Elbe valley in Saxony (Germany) - a review.- Carnets de Géologie - Notebooks on Geology, Article 2003/03 (CG2003_A03_KAT), 14 p., 7 fig.; Maintenon.
- WILMSEN, M.; NIEBUHR, B.; HISS, M. (2005): The Cenomanian of northern Germany: facies analysis of a transgressive biosedimentary system. – Facies, **51**: 242 – 263, 11 Abb., 1 Tab.; Erlangen.

Geologie und Paläontologie in Westfalen

Kampmann, Hans: Mikrofossilien, Hölzer, Zapfen und Pflanzenreste aus der unterkretazischen Sauriergrube bei Brilon-Nehden. Beitrag zur Deutung des Vegetationsbildes zur Zeit der Kreide-saurier in Westfalen (146 S., 20 Abb., 1 Tab., 61 Taf.)

November 1983, Heft 1 **9,71 ?**

Minnigerode, Christian; Klein-Reesink, Josef: Das Dörentruper Braunkohleflöz als Zeuge eines fossilen Moores. Petrographische u. palynologische Untersuchungen zur Flözgenese. (68 S., 17 Abb., 12 Tab., 9 Taf.)

Juli 1984, Heft 2 **5,11 ?**

Brauckmann, Carsten; Koch, Lutz; Kemper, Michael: Spinnentiere (Arachnida) und Insekten aus den Vorhalle-Schichten (Namurium B; Ober-Karbon) von Hagen-Vorhalle (W-Deutschland). (132 S., 57 Abb., 23 Taf.)

Januar 1985, Heft 3 **8,69 ?**

Avlar, Hüseyin; Dohmen, Maria: Bemerkungen zur Schwarzschiefer-Fazies der Remscheider Schichten und erste Untersuchungsergebnisse der Vertebraten-Fundstelle NE Kierspe (Sauerland, Rheinisches Schiefergebirge).

Schallreuter, Roger: Ein ordovizisches Kalksandstein-Geschiebe aus Westfalen.

Springhorn, Rainer; Diekmann, Sieghard: Böden in Lippe. Anwendung moderner Präparationsmethoden bei der Darstellung ostwestfälischer Bodentypen. (65 S., 14 Abb., 1 Tab., 10 Taf.)

Mai 1985, Heft 4 **5,11 ?**

Schönfeld, Joachim: Zur Lithologie, Biostratigraphie u. Fossilführung des Ober-Santon Mergels v. Westerwiehe (Ostwestfalen).

Schallreuter, Roger: Eine weitere kalkschalige Foraminifere aus einem ordovizischen Geschiebe Westfalens (56 S., 28 Abb., 2 Tab., 3 Taf.)

Dezember 1985, Heft 5 **4,60 ?**

Jordan, Hartmut; Gasse, Wolfgang: Bio- und lithostratigraphisch-fazielle Untersuchungen des glaukonitisch-sandigen Santon u. Campan in südwestlichen Münsterland.

Frieg, Clemens: Planktonische Foraminiferen zwischen Ober-Alb und Mittel-Turon im Ruhrgebiet.

Svábenická, Lillian: Coccolithen aus der Ober-Kreide der Bohrung Werne 8, westlich Hamm in Westfalen (NW-Deutschland). (88 S., 10 Abb., 3 Tab., 14 Taf.)

August 1986, Heft 6 **6,65 ?**

Beitr. zur Geschiebekunde in Westf. I.

Schallreuter, Roger: Geschiebekunde in Westfalen.

Schallreuter, Roger: Ostrakoden aus ordovizischen Geschieben Westfalens I.

Schallreuter, Roger; Schäfer, Rainer: Cruminate (Ostracoda) aus Silurgeschieben Westf. I.

Schallreuter, Roger: Ostrakoden aus silurischen Geschieben Westfalens I.

Schallreuter, Roger; Schäfer, Rainer: Gibba (Ostracoda) aus einem Silurgeschiebe Westfalens.

Schallreuter, Roger; Schäfer, Rainer: Karbonsandstein als Lokalgeschiebe.

Schäfer, Rainer: Erfahrungen beim Geschiebesammeln im Münsterländer Hauptkiessandzug. (88 S., 8 Abb., 11 Taf.)

Mai 1987, Heft 7 **8,18 ?**

Norman, David B.; Hilpert, Karl-Heinz; mit einem Beitrag von Hölder, Helmut: Die Wirbeltierfauna von Nehden (Sauerland) Westdeutschland. (77 S., 54 Abb., 2 Taf.)

August 1987, Heft 8 **6,65 ?**

Schöllmann, Lothar: Sporen u. Phytoplankton aus den Raumländer Schichten (Bl. 4916 Bad Berleburg).

Zygowski, Dieter W.: Hydrologische Markierungsversuche in Westfalen: Ein historischer Überblick. (68 S., 7 Abb., 6 Tab., 3 Taf.)

November 1987, Heft 9 **6,14 ?**

Schudack, Michael: Charophytenflora und Alter der unter-kretazischen Karsthöhlen-Füllung von Nehden (NE-Sauerland).

Wilde, Volker; Goth, Kurt: Keimlinge v. Araukarien aus der Unterkreide von Brilon-Nehden.

May, Andreas: Der Massenkalk (Devon) nördlich von Brilon (Sauerland). (87 S., 22 Abb., 1 Tab., 5 Taf.)

Dezember 1987, Heft 10 **6,65 ?**

Korn, Dieter: Die Goniatiten des Kulmplattenkalkes (Cephalopoda,

Ammonoidea; Unterkarbon; Rheinisches Schiefergebirge). (293 S., 88 Abb., 60 Taf.)

November 1988, Heft 11 **20,45 ?**

Kaplan, Ulrich: Die Ammoniten-Subfamilie Collignoniceratinae Wright & Wright 1951 aus dem Turon (Ober-Kreide) von Westfalen und Niedersachsen (NW-Deutschland).

Kaplan, Ulrich; Schmid, Friedrich: Die heteromorphen Ammoniten der Gattung Eubostrychoceras und Hyphantoceras aus dem Turon NW-Deutschlands (90 S., 10 Abb., 1 Tab., 20 Taf.)

Juni 1988, Heft 12 **7,16 ?**

Liebau, Alexander: Skulptur-Evolution bei Ostracoden am Beispiel europäischer „Quadracytheren“. (395 S., 103 Abb., 8 Tab., 95 Taf.)

März 1991, Heft 13 **35,79 ?**

Müller, Arnold: Selachier (Pisces, Neoselachii) aus dem höheren Campanium (Oberkreide) Westfalens (NRW, NW-Deutschland). (161 S., 39 Abb., 4 Tab., 24 Taf.)

Dezember 1989, Heft 14 **15,34 ?**

Kaplan, Ulrich; Schubert, Siegfried: Metaptychoceras smithi - ein seltener heteromorpher Ammonit aus dem Turon von Westfalen.

Korn, Dieter: Weitere Goniatiten aus dem Ober-Visé des Sauerlandes (Cephalopoda, Ammonoidea; Unterkarbon, Rheinisches Schiefergebirge).

Kaplan, Ulrich: Die heteromorphe Ammonitengattung Allocioceras Spath aus dem Turon von NW-Deutschlands. (105 S., 23 Abb., 24 Taf.)

Dezember 1989, Heft 15 **7,67 ?**

Speetzen, Eckhard: Die Entwicklung d. Flußsysteme in der Westfälischen Bucht (NW-Deutschland) während des Känozoikums.

Otto, Roland: Der saalezeitliche Geschiebemergel am westlichen Stadtrand von Münster/Westfalen.: Lithologie u. seine Eigenschaften als Baugrund.

Speetzen, Eckhard: Ziegelrohstoffe u. Ziegeleien im zentralen Münsterland (Westf., NW-Deutschland). (61 S., 37 Abb., 6 Tab., 2 Taf.)

April 1990, Heft 16 **6,14 ?**

May, Andreas: Die Fossilführung des westsauerländischen Givetiums (Devon; Rheinisches Schiefergebirge) in der Sammlung des Städtischen Museums Menden.

Schultka, Stephan: Das Profil der Tongrube am Hof Wersborg bei Ibbenbüren.

Kampmann, Hans: Die fossilen Reste in einem Kalkspatbruch südlich Oberalme im Grubental. (84 S., 22 Abb., 11 Taf.)

März 1991, Heft 17 **2,27 ?**

Clausen, Claus-Dieter; Korn, Dieter; Luppold, Friedrich W.: Litho- u. Biofazies des mittel- bis oberdevonischen Karbonatprofils am Beringhäuser Tunnel (Messinghäuser Sattel, nördl. Rhein. Schiefergebirge).

Malmsheimer, Klaus W.; Mensing, Hans; Stritzke, Rüdiger: Gesteinsvielfalt im Riffgebiet um Brilon.

Stritzke, Rüdiger: Zur Geologie am Südrand des Briloner Riffs. (91 S., 26 Abb., 7 Tab., 13 Taf.)

April 1991, Heft 18 **11,50 ?**

Hesse, Renate : Untersuchungen an einem monotypischen Fund von Encrinurus liliiformis aus dem Oberen Muschelkalk bei Bad Driburg.

Mönnig, Eckhard: Das Wittekind-Flöz (Mittlerer Jura) des Wiehengebirges (NW-Deutschland).

Schultka, Stephan: Beiträge zur oberjurassischen Flora des Wiehengebirges. (93 S., 22 Abb., 6 Tab., 16 Taf.)

Mai 1991, Heft 19 **11,50 ?**

Müller, Arnold; Diedrich, Cajus: Selachier (Pisces, Chondrichthyes) aus dem Cenomanium von Aschelohe am Teutoburger Wald (NRW, NW-Deutschland). (105 S., 6 Abb., 2 Tab., 22 Taf.)

Mai 1991, Heft 20 **15,34 ?**

Kaplan, Ulrich: Die Oberkreide-Aufschlüsse im Raum Lengerich/ Westfalen.

Mutterlose, Jörg: Die Unterkreide-Aufschlüsse (Berrias-Hauterive) im nördlichen Wiehengebirgsvorland (N-Deutschland).

Kaplan, Ulrich: Das tiefe Turon von Allagen-Westendorf (Westf.). (129 S., 37 Abb., 17 Taf.)

Mai 1992, Heft 21 **33,23 ?**

Grzegorzcyk, Detlef: Paläontologische Bodendenkmalpflege beim Landschaftsverband Westf.-Lippe.

Mersmann, Hildegard: Litho- u. biostratigraphische Dokumentation des Aufschlusses „Sundern-Oberröhre“ südlich Sundern, Hochsauerlandkreis.

Jenchen, Uwe; Schultka, Stephan: Die ehemalige Ziegeleitongrube Voßacker und die Abgrabung am Küchenberg, zwei fossilführende Aufschlüsse im tiefen Oberkarbon.

Müller, Arnold: Geologisch-Paläontologische Aufschlußaufnahme und Dokumentation der Ziegeleigruben Buldern. (103 S., 14 Abb., 2 Tab., 15 Taf.)

Juli 1993, Heft 22 24,54 ?

Korn, Dieter: Stratigraphie u. Fossilführung der Visé/ Namur-Aufschlüsse am Bau der A46 bei Arnsberg/Westf.

Kohnen, Oliver: Sedimentologie, Fazies und Diagenese der Schichten 10 - 21 im Oberoligozän des Dobergs (Bünde/Westf.). (56 S., 14 Abb., 2 Taf.)

Juli 1993, Heft 23 15,34 ?

May, Andreas: Stratigraphie, Stromatoporen-Fauna und Paläökologie von Korallenkalken aus dem Ober-Eifelium und Unter-Givetium (Devon) des nordwestlichen Sauerlandes (Rheinisches Schiefergebirge). (94 S., 7 Abb., 4 Taf., 12 Taf.)

Juli 1993, Heft 24 24,54 ?

Schöllmann, Lothar: Die Tonsteine d. Keratophyrkomplexe 3 u. 4 i. Unterdevon (Ems) des Sauerlandes: Geochemische Milieueindikation, Fazies, Paläökologie. (151 S., 137 Abb., 19 Tab., 16 Taf.)

November 1993, Heft 25 33,23 ?

Errenst, Christoph: Koloniebildende Phillipsastreidae u. Hexagonariinae aus dem Givetium des Messinghäuser Sattels und vom Südrand des Briloner Massenkalkes (nordöstl. Sauerland).

Koch-Frucht, Ulrich; Frühl, Martina: Stratigraphie und Faziesanalyse einer mitteldevisonischen Karbonatabfolge im Remscheid-Altenaer Sattel (Sauerland).

Schudack, Michael: Karbonatzyklen in Riff- und Lagunenbereichen des devonischen Massenkalkkomplexes von Asbeck (Hönnetal. Rhein. Schiefergeb.). (106 S., 36 Abb., 1 Tab., 11 Taf.)

September 1993, Heft 26 24,54 ?

Schallreuter, Roger: Beiträge zur Geschiebekunde Westfalens II. Ostrakoden aus ordovizischen Geschieben II. (273 S., 6 Tab., 62 Taf.)

November 1993, Heft 27 84,36 ?

Guenther, Ekke W.: Die Mammutfunde von Stuckenbusch bei Herten. Skupin, Klaus: Aufbau, Zusammensetzung und Alter der Flugsand- u. Dünenbildungen im Bereich der Senne (östl. Münsterland). (72 S., 26 Abb., 11 Tab.)

April 1994, Heft 28 24,54 ?

Luppold, Friedrich Wilhelm; Clausen, Claus-Dieter; Korn, Dieter; Stoppel, Dieter: Devon/Karbon-Grenzprofile im Bereich von Remscheid-Altenaer Sattel, Warsteiner Sattel, Briloner Sattel und Attendorn-Elsper Doppelmulde (Rhein. Schiefergebirge).

Clausen, Claus-Dieter; Korn, Dieter; Feist, Raimund; Leuschner, Kerstin ; Gross-Uffenorde, Helga; Luppold, Friedrich Wilhelm; Stoppel, Dieter; Higgs, Kenneth; Streel, Maurice: Devon/Karbon-Grenze bei Stockum (Rhein. Schiefergebirge).

Korn, Dieter; Clausen, Claus-Dieter; Belka, Zdzislaw ; Leuteritz, Klaus ; Luppold, Friedrich Wilhelm; Feist, Raimund; Weyer, Dieter: Devon-/Karbon-Grenze bei Drewer (Rhein. Schiefergebirge).

Leuschner, Kerstin: Trilobiten aus dem Devon/Karbon-Grenzbereich und aus der Gattendorfia-Stufe des Profils NF/G von Drewer (Rhein. Schiefergebirge).

Weyer, Dieter: Korallen im Untertournai-Profil von Drewer (Rhein. Schiefergebirge). (221 S., 62 Abb., 9 Tab., 21 Taf.)

Mai 1994, Heft 29 42,95 ?

Korn, Dieter: Devonische und karbonische Prionoceren (Cephalopoda, Ammonoidea) aus dem Rheinischen Schiefergebirge. (85 S., 76 Abb., 1 Tab.)

April 1994, Heft 30 24,54 ?

Kaplan, Ulrich; Kennedy, William James: Ammoniten des westfälischen Coniac. (155 S., 7 Abb., 43 Taf.)

April 1994, Heft 31 30,68 ?

Hauschke, Norbert: Lepadomorphe Cerripedia (Crustacea, Thoracea) aus dem höchsten Cenoman des nördlichen Westfalen (NW-Deutschland), mit Bemerkungen zur Verbreitung, Paläökologie und Taphonomie der Stramentiden.

Hauschke, Norbert: Temporäre Aufschlüsse im Campan des nordwestlichen Münsterlandes in den Jahren 1990 - 92, unter besonderer Berücksichtigung der Fossilfunde. (111 S., 12 Abb., 29 Taf.)

Mai 1994, Heft 32 28,12 ?

Kennedy, William James; Kaplan, Ulrich: Parapuzosia (Parapuzosia) seppenradensis (LANDOIS) und die Ammonitenfauna der Dülmener Schichten, unteres Unter - Campan, Westfalen. (127 S., 7 Abb., 43 Taf.)

Mai 1995, Heft 33 21,73 ?

Schallreuter, Roger: Beiträge zur Geschiebekunde Westfalens III. Ostrakoden aus silurischen Geschieben II. (145 S., 26 Taf.)

Mai 1995, Heft 34 23,01 ?

Schultka, Stephan: Die Flora des Namur B in der ehemaligen Ziegeleitongrube Voßacker bei Fröndenberg. Eine Übersicht. (97 S., 1 Abb., 31 Taf.)

Juni 1995, Heft 35 17,38 ?

Mutterlose, Jörg: Die Unterkreide-Aufschlüsse des Osning-Sandsteins (NW-Deutschland) - Ihre Fauna u. Lithofazies. (85 S., 31. Abb., 10 Taf.)

Juni 1995, Heft 36 17,13 ?

Wray, David S.; Kaplan, Ulrich; Wood, Christopher J.: Tuff-Vorkommen und ihre Bio - u. Event - Stratigraphie im Turon des Teutoburger Waldes, der Egge und des Haarstrangs. (51 S., 39 Abb.)

Mai 1995, Heft 37 11,50 ?

Hauschke, Norbert: Troegerella stenseni n. sp., ein hexactinellider Kieselchwamm (Lychniscosa, Coeloptychidae) aus dem Unter- und Campan des nordwestlichen Münsterlandes (NW-Deutschland).

Wippich, Max G. E.: Ammoniten aus dem Unter- und Campan des nordwestlichen Münsterlandes (NW-Deutschland).

Mehl, Dorte; Hauschke, Norbert: Hyalonema cretacea n. sp., erste körperlich erhaltene Amphidiscophora (Porifera, Hexactinellida) aus dem Mesozoikum. (97 S., 12. Abb., 2 Tab., 23 Taf.)

Juni 1995, Heft 38 17,90 ?

Heidtke, Ulrich H. J.: Acanthodes sippeli n. sp., ein Acanthodier (Acanthodii: Pisces) aus dem Namurium (Karbon) von Hagen-Vorhalle. Koch, Lutz; Lemke, Ulrich: Trilobiten aus dem Unteren Tonschiefer (Unteres Llanvirn, Ordovizium) von Kiesbert (Ebbe-Sattel, Rhein. Schiefergebirge).

Kohnen, Oliver: Stratigraphische Entwicklung oberoligozäner Flachmeeressequenzen am Doberg bei Bünde. (72 S., 25 Abb., 2 Tab., 4 Taf.)

September 1995, Heft 39 13,80 ?

Tommerzheim, Andre: Stratigraphie u. Ammonitenfaunen des Santons und Campans im Münsterländer Becken (NW-Deutschland). (97 S., 19 Abb., 8 Taf.)

November 1995, Heft 40 17,38 ?

Clausen, Claus-Dieter; Roth, Reinhold: Zur Ausbildung, Entstehung und Altersstellung von Karstfüllungen im Massenkalk bei Hemer (Sauerland, Rhein. Schiefergebirge).

Lehmann, Jens: Die Genese des Münsterländer Kiessandzuges unter Berücksichtigung des Geröllbestandes und der Fossilinhalte der Oberkreidekalke.

Mestermann, Bernd: Fenstergefüge im südlichen Briloner Massenkalk. Springhorn, Rainer: Historische Erdbeben seit dem Jahre 1612 am Teutoburger Wald (Nordrhein-Westfalen/Niedersachsen). (81 S., 23 Abb., 2 Tab., 6 Taf.)

Dezember 1995, Heft 41 20,96 ?

Schallreuter, Roger: Ostrakoden aus silurischen Geschieben III. Koch, Lutz; Lemke, Ulrich: Trilobiten aus dem Unteren Tonschiefer (Unteres Llanvirn, Ordovizium) von Kiesbert (Ebbe-Sattel, Rhein. Schiefergebirge) Teil 2.

Schallreuter, Roger: Die ersten ordovizischen Ostrakoden aus Westfalen (71 S., 7 Abb., 3 Tab., 10 Taf.)

Oktober 1996, Heft 42 13,55 ?

Kaplan, Ulrich; Kennedy, William James; Ernst, Gundolf: Stratigraphie und Ammonitenfauna des Campan im süd-östlichen Münsterland. (133 S., 3 Abb., 41. Taf.)

August 1996, Heft 43 23,78 ?

Michelis, Ioannis; Sander, Martin P.; Metzendorf, Ralf; Breckreutz, Harry: Die Vertebratenfauna des Callovium (Mittlerer Jura) aus dem Steinbruch Störmer (Wallücke, Wiehengebirge). (66 S., 20 Abb., 5 Tab., 6 Taf.)

Oktober 1996, Heft 44

12,27 ?

Niermeyer, Britta: Litho- u. Biostratigraphie der Tongrube Bonenburg. Wittler, Frank; Mutterlose, Jörg: Litho- und Biostratigraphie des Bajocium der Tongrube Spieker bei Osnabrück.

Mutterlose, Jörg: Die Litho- u. Biostratigraphie des Apt der Tongruben Schnermann am Rothenberge.

Weber, Michael: Die Tongrube 4 der Ziegelei Schnermann in Rothenberge: Litho- u. Biostratigraphie eines Ober-Aptprofils in NW-Deutschl. (103 S., 29 Abb., 21 Taf.)

November 1996, Heft 45

17,90 ?

Basse, Martin; Lemke, Ulrich: Trilobiten aus dem mittleren Givetium (Mittel-Devon) des nördlichen Rechtsrheinischen Schiefergebirges. (64 S., 4 Abb., 10 Taf.)

Dezember 1996, Heft 46

11,50 ?

Hampe, Oliver; Heidtke, Ulrich: Hagenoselache sippeli n. gen. n. sp., ein früher xenacanthider Elasmobranchier aus dem Oberkarbon (Namurium B) von Hagen-Vorhalle (NW Sauerland/Deutschl.).

Diedrich, Cajus: Ein Dentale von Coniosaurus crassidens OWEN (Varanoidea) aus dem Ober-Cenoman von Halle/Westf. (NW-Deutschland). Lanser, Klaus-Peter: Der Schädel eines dicrorhinen Nashorns aus der Dechenhöhle bei Iserlohn-Letmathe.

Böhme, Gottfried; Fischer, Karlheinz; Heinrich, Wolf-Dieter; Skupin, Klaus: Wirbeltierreste aus holozänen Tierbautensedimenten des südlichen Münsterlandes. (93 S., 29 Abb., 3 Taf. 1 Tab.)

März 1997, Heft 47

21,99 ?

May, Andreas: Verwitterungsbeständigkeit und Verwitterung von Naturbausteinen aus Kalkstein. (185 S., 94 Abb., 11 Taf.)

April 1997, Heft 48

29,65 ?

Walaszczyk, Irenäus: Biostratigraphie u. Inoceramen des oberen Unter-Campan und unteren Ober-Campan N-Deutschlands. (111 S., 21 Abb., 32 Taf.)

Oktober 1997, Heft 49

18,92 ?

Kaplan, Ulrich; Röper, Martin: Das Campan der Dammer Oberkreide-Mulde unter besonderer Berücksichtigung des Stewwedter Berges, NW-Deutschland.

Kennedy, William James; Kaplan, Ulrich: Ammoniten aus dem Campan des Stewwedter Berges, Dammer Oberkreidemulde, NW-Deutschland. (245 S., 10 Abb., 1 Tab., 82 Taf.)

Oktober 1997, Heft 50

35,79 ?

Kaplan, Ulrich; Kennedy, William James; Marciniowski, Ryszard; Lehmann, Jens: Stratigraphie und Ammonitenfaunen des westfälischen Cenoman. (236 S., 36 Abb., 2 Tab., 66 Taf.)

Oktober 1998, Heft 51

33,23 ?

Schöllmann, Lothar: Pleurocaris juengeri n. sp., ein neuer Krebs (Malacostraca, Syncarida) aus dem Namur B von Hagen-Vorhalle (Westf., Deutschland).

Albat, Friedrich: Tetrapodenfährten im Unteren Muschelkalk von Borgholzhausen.

Saloustros, Kai; Speetzen, Eckhard: Aufbau und Genese des saalezeitlichen Grundmoräne bei Mittel-Gaupel im westlichen Münsterland (Westfalen, NW-Deutschl.).

Speetzen, Eckhard; Weber, Michael: Ein pleistozäner Kalkstein-Schotter bei Holtwick im westlichen Münsterland (Westfalen, NW-Deutschland).

Lanser, Klaus-Peter; Selmeier, Alfred; Skupin, Klaus: Ein Auenterrassenprofil der Lippe mit Vorkommen von Castanea sativa MILL. (Edelkastanie, Eßkastanie) westlich von Lippstadt. (79 S., 35 Abb., 3 Tab., 7 Taf.)

Dezember 1998, Heft 52

15,34 ?

Schallreuter, Roger: Ostrakoden aus silurischen Geschieben IV. (69 S., 14 Taf.)

Januar 2000, Heft 53

14,57 ?

Mutterlose, Jörg; Klein, Christian; Kessels, Kai: Die Floren- und Faunenführung des Ober-Valangin (Unter-Kreide) in NW Deutschland. (95 S., 29 Abb., 23 Taf.)

Januar 2000, Heft 54

17,90 ?

Schallreuter, Roger: Ostrakoden a. silurischen Geschieben V.

Rödter, Gerhard; Ziegler, Fred-Karsten: Kloedenia saalensis n. sp., eine neue oberilurische Ostrakodenart aus einem Beyrichienkalk-Geschiebe des Münsterländer Hauptkiessandzuges.

Braun, Andreas; Gosny, Olaf: Strukturbietend erhaltene Achsen von Bilignea aus Kieselchiefern des Unter-Karbons bei Wuppertal (Bergisches Land, Deutschland). (117 S., 1 Abb., 2 Tab., 23 Taf.)

November 2000, Heft 55

18,41 ?

Wittler, Frank A.; Roth, Rosemarie: Platypterygius (Reptilia, Ichthyosauria) aus dem oberen Unterocenoman des Teutoburger Waldes (Oberkreide, NW-Deutschland).

Sachs, Sven: Ein Pliosauride (Sauropterygia: Plesiosauria) aus der Oberkreide von Anröchte in Westfalen.

Sachs, Sven: Mosasaurier-Reste aus der Oberkreide von Nordrhein-Westfalen.

Schubert, Siegfried; Metzendorf, Ralf: Ein neues Lias-Profil (Hettangium/Sinemurium) an der neuen Umgehungsstrasse östlich von Heepen bei Bielefeld.

Stuwe, Thomas: Erstfunde von Ophiuren (Schlangensterne) im Obercampanium des östlichen Münsterlandes. (77 S., 20 Abb., 3 Tab., 8 Taf.)

November 2000, Heft 56

14,06 ?

Kennedy, William James; Kaplan, Ulrich: Ammonitenfaunen des hohen Oberconiac und Santon in Westfalen (136 S., 21 Abb., 40 Taf.)

November 2000, Heft 57

25,31 ?

Mutterlose, Jörg; Mecklenbeck, Martin; Rückheim, Sylvia: Die Floren- und Faunenverteilung im Unter-Hauterive (Unter-Kreide) der Tongruben Heisterholz (NRW).

v. Zezschwitz, Ecke: Waldböden des Lipper Berglandes.

Josten, Karl-Heinz; Laveine, Jane-Pierre; van Amerom, Hendrik W. J.: Eine Calamiten-Modifikation aus dem Oberkarbon. (85 S., 25 Abb., 8 Tab., 10 Taf.)

Dezember 2001, Heft 58

25,30 ?

Brauckmann, Carsten; Schöllmann, Lothar; Sippel, Wolfgang: Die fossilen Insekten, Spinnentiere und Eurypteriden von Hagen-Vorhalle. (89 S., 24 Abb., 12 Taf.)

März 2003, Heft 59

20,00 ?

Schubert, Siegfried; Fischer, Rudolf: *Lioceratoides* sp. indet., ein mediterranes Faunenelement aus der Pleuroceras apyrenum-Subzone (Ober-Pliensbachium) von Ennigerloh bei Bünde.

Harting, Markus; Leiss, Otto; Boenigk, Wolfgang; Kasper, Haino-Uwe; Grumm, Gerd; Semertzidis, Savvas: Geologie im Bereich des Trassenneubau für die Stadtbahnlinie 4 (Universitätslinie) der Stadt Bielefeld: Beckenanalyse, Fazies und Palaeoenvironment des Keupers im Raum Bielefeld.

May, Andreas: Die Fossilführung des Mitteldevons im Raum Attendorn-Olpe (West-Sauerland; Rechtsrheinisches Schiefergebirge). (79 S., 19 Abb., 7 Tab., 3 Taf.)

März 2003, Heft 60

15,75 ?

Josten, Karl-Heinz; van Amerom, Hendrik W. J.: Die Flora des Namur B aus Hagen-Vorhalle. (303 S., 87 Abb., 117 Taf.)

März 2003, Heft 61

55,00 ?

Skupin, Klaus; Stritzke, Rüdiger: Frühdrehtzeitliche Ablagerungen im östlichen und südöstlichen Münsterland.

Wiese, Frank; Kaplan, Ulrich: Der Mittel-/Ober-Turon Grenzbereich im Raum Lengerich.

Kaplan, Ulrich: Neue Beobachtungen zu den Stromberg-Schichten, Unterampan, Oberkreide, südöstliches Münsterland.

Schöllmann, Lothar: Archaeostomatopodea (Malacostraca, Hoplocarida) aus dem Namur B (höheres Marsdenium, Karbon) von Hagen-Vorhalle (NRW, Deutschland) und eine Neudefinition einiger Arten der Familie Tyrannophontidae. (141 S., 46 Abb., 2 Tab., 10 Taf.)

November 2004, Heft 62

19,90 ?

Grzegorzczak, Detlef; Gumprecht, Almuth; Hendricks, Alfred & Lanser, Klaus-Peter mit Beiträgen von Schöllmann, Lothar: Anwendung des Denkmalschutzgesetzes von Nordrhein-Westfalen im Bereich der Paläontologie.

Grzegorzczak, Detlef: In die Denkmallisten eingetragene paläontologische Bodendenkmäler in Westfalen-Lippe (Stand 2004). (77 S., 62 Abb., 1 Tab.)

März 2005, Heft 63

29,90 ?

Kaplan, Ulrich; Kennedy, William James & Hiß, Martin: Stratigraphie und Ammonitenfaunen des Campan im nordwestlichen und zentralen Münsterland. (171 S., 12 Abb., 1 Tab., 65 Taf.)

Dezember 2005, Heft 64

26,00 ?

Schubert, Siegfried: Ein Lias-Profil (Hettangium/Sinemurium) vom Bau des Ostwestfalendamm-Tunnels in Bielefeld Stadtmitte nebst einem Profil von der Finkenstraße in Bielefeld.

Mutterlose, Jörg; Mecklenbeck, Martin: Die Florenverteilung im Valangin-/Hauterivegrenzbereich (Unterkreide) der Tongrube Niederdermehren (NRW).

Wippich, Max G. E.: Ammonoideen-Kiefer (Mollusca, Cephalopoda) aus Schwarzschiefern des Cenoman/ Turon-Grenzbereichs (Oberkreide) im nördlichen Westfalen.

Fesl, Sabine; Bornemann, André & Mutterlose, Jörg: Die Baumberg-Schichten (Obercampan) im nordwestlichen Münsterland- Biostratigraphie und Ablagerungsraum.

(116 S., 23 Abb., 8 Tab., 17 Taf.).

Dezember 2005, Heft 65

14,50 ?

Sligtenhorst, Maik; Speetzen, Eckhard: Eiszeitliche Großgeschiebe („Findlinge“) zwischen Rhein und Weser und ihre Aussagen zur Bewegung des Inlandeises. (123 S., 6 Abb., 9 Tab., 3 Beil.)

November 2006, Heft 66

19,90 ?

Kaplan, Ulrich; Kennedy, William James & Scheer, Udo: Ammoniten der Bottrop-Formation, Campanium, westliches Münsterland. (71 S., 16 Abb., 13 Tab.)

Dezember 2006, Heft 67

14,65 ?

Schubert, Siegfried: Das Ober-Pliensbachium (Domerium) der Herforder Liasmulde – Teil 1 – Die Aufschlüsse (90 S., 8 Abb., 15 Tab.)

Oktober 2007, Heft 68

9,80 ?

Korn, Dieter: Goniiten von der Namur/Westfal-Grenze im Rheinischen Schiefergebirge (Cephalopoda, Ammonoidea; Oberkarbon Deutschland)

Sorokoletov, Maxim; Mutterlose, Jörg: Kalkige Nannofossilien des Coniac-/Santon-Grenzbereichs (Oberkreide) der Mergelgrube Lessmüllmann (Castrop-Rauxel; NRW). Stritzke, Rüdiger; Niggemann, Stefan & Richter, Detlev

K.: Neogene und oberkretazische Mikrofossilien in pleistozänen Höhlenleihen der Dechenhöhle (NW Sauerland/NRW) (71 S., 38 Abb., 3 Tab.)

November 2007, Heft 69

9,50 ?

Korn, Dieter; Penkert, Peter: Neue Ammonoideen-Funde aus den Namur-Grauwacken der Umgebung von Arnberg (Westfalen).

Kaplan, Ulrich: Das Albium (Unterkreide) im Teutoburger Wald und Eggegebirge.

Müller, Arnold: Ein artikulierter Fund von Ptychodus aus dem Obercampan von Westfalen. (63 S., 26 Abb., 3 Tab.)

März 2008, Heft 70

9,90 ?

Heidelberger, Doris: Revision devonischer Gastropoden aus dem Frettert (Givetium, Sauerland).

Jäger, Manfred; Schubert, Siegfried: Das Ober-Pliensbachium (Domerium) der Herforder Liasmulde – Teil 2 – Serpuliden (Kalkröhrenwürmer).

Linnert, Christian; Mutterlose, Jörg: Kalkige Nannofossilien des Untercampan (Oberkreide) von Buldern (Stadt Dülmen; NRW). (101 S., 8 Abb., 3 Tab., 12 Taf.)

Mai 2008, Heft 71

10,80 ?

Richten Sie Ihre Bestellung bitte an:

**LWL-Museum für Naturkunde
Sentruper Str. 285, 48161 Münster
Tel.: (02 51) 5 91 - 60 97
Fax: (02 51) 5 91 - 60 98
e-mail: angelika.schacht@lwl.org**

Preise zuzüglich Porto- und Verpackungskosten!

