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 Keddinghausen-Schichten des Mittel- bis Oberalbs, scheinen jedoch etwas jünger zu sein (= tiefstes Cenoman). Intraformationelle Geröll-le 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 Createaceous. 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 fluviatile 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 Keddinghausen 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 cretacoeus 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 biostratigrafischen 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 Unteralbs vermutlich ganz zu fehlen (HISS & SPEETZEN 1986).

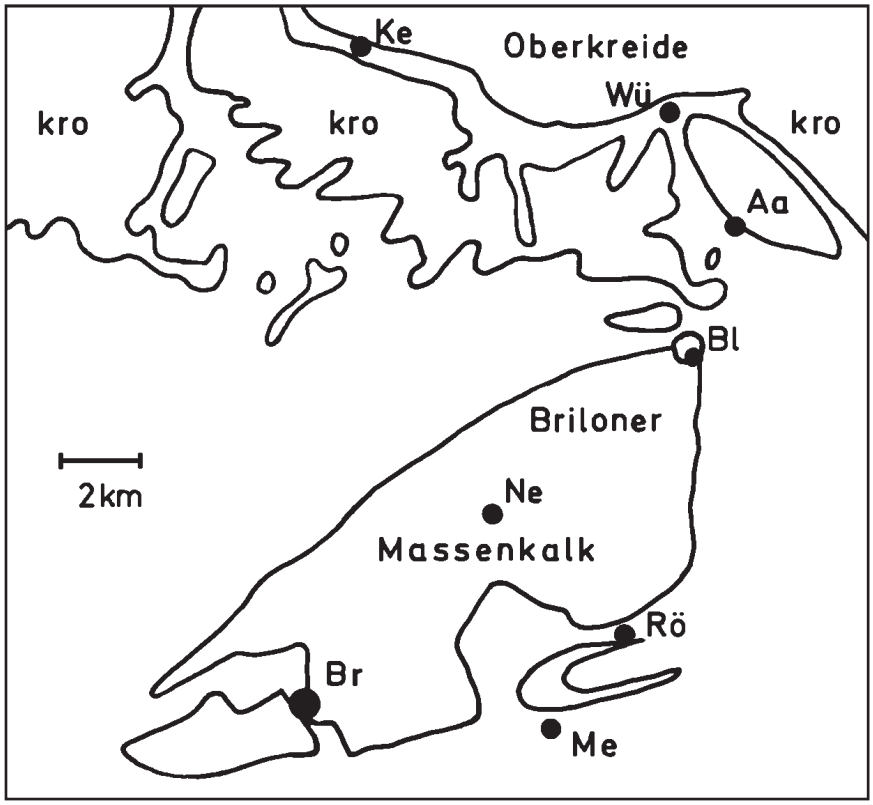

Abb. 1: Lage des Untersuchungsgebietes und der Aufschlusspunkte: Aa = Aabachtalsperre, Bl = Bleiwäsche, Br = Brilon, Ke = Keddinghausen, Ne = Nehden, Me = Messinghausen, Rö = Rösenbeck, Wü = Wünnenberg.

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 biostratigrafisch 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 Barrêmium 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 Untercenoman 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“ (R ^{34} 79 400, H ^{56} 99 400) nördlich von Rösenbeck erreichen sie Größen bis zu 1 m^3. 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 abgeteuften 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 Kieselschiefern 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 quarzitische Sandsteine mit Glaukonit vor.

Abb. 2: Konglomeratischer Sandstein aus Quarz- und Kieselschiefergeröllen („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 aufgefundener 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 HARTKOPF-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 Kieselschiefer dominiert wird, vermitteln das Bild einer terrestrisch-fluviatilen bis ästuarinen Entstehung. Andere quarzitische 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“.

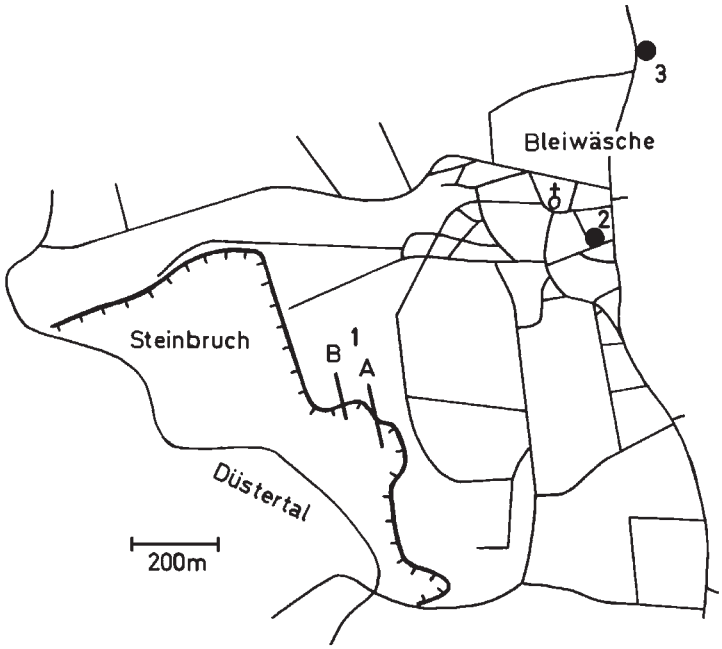

Abb. 3: Lage der Aufschlusspunkte im Steinbruch Düstertal (1 Spalten A u. B) sowie in Bleiwäsche (2 Baugrube Peukker, 3 Schurf Bleiwäsche)

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 Tonflasern, 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 Keddinghausen-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

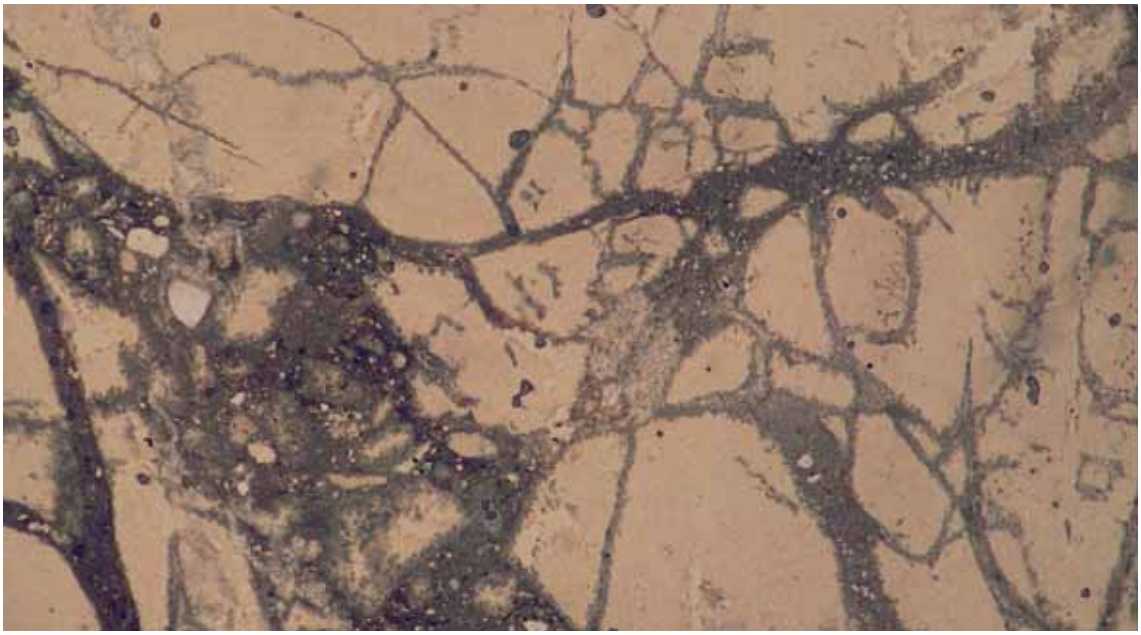

Abb. 8: Toniger Hornstein mit bioklastischer Spaltenfüllung (Dünnschliff 1 a, 1 b, 2, vergrößert), Spalte A im Steinbruch Düstertal, R ^{34} 79 200, H ^{57} 03 650, Blatt 4518 Madfeld

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 Liegendschichten 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 Flachwassserbereich 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 „Verwickelung“ der Schichtung zu Falten und „Knollen“

3.1.3 Fossilinhalt und Datierung

Die Sand- bis sandigen Kalksteine enthalten zahlreiche kleine, graue bis weißliche Fossilbruchstücke („Muschelzerreibsel“), 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 bestimmbaren 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 crippsi*. 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 reliktisch 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 feinlaminiert, 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 Wechselschichtung 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 eigesenkt 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 grobkönigen 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.

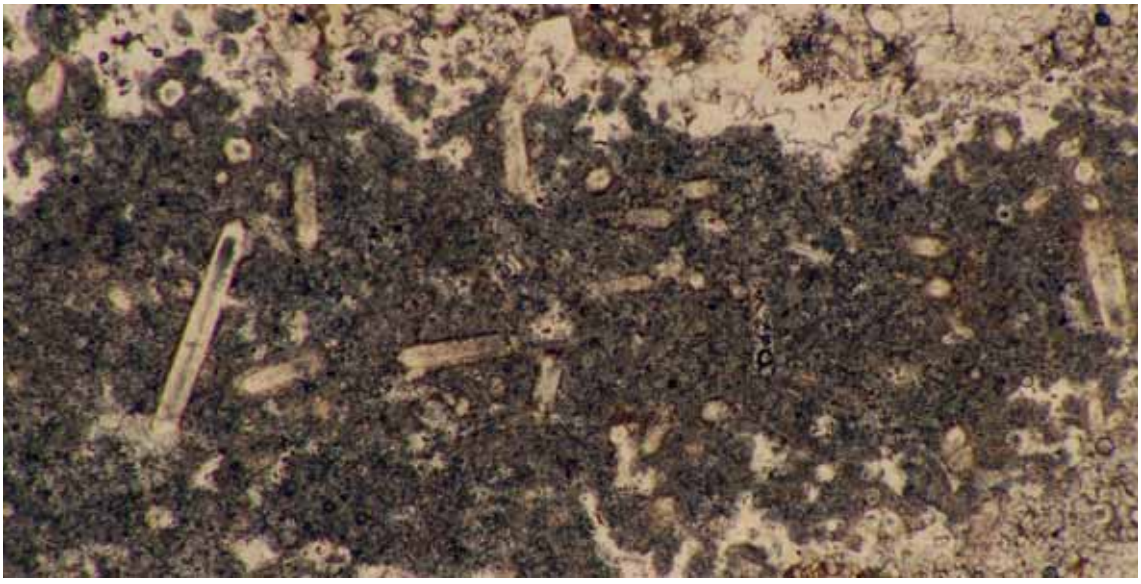

Abb. 13: Hypidiomorphe Quarzkristalle, entstanden durch metasomatische Verdrängung von Kalzit durch Kieselsäure (Dünnschliff K 7), Lesestein vom Spaltenbereich A und B

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 Phophoritknollen. 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 Untercenoman zuzurechnen. Dasselbe belegt auch die Foraminifere *Lingulogavelinella formosa* (BROTZEN). Die übrige Sandschalerfauna ist für eine biostratigrafische 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)

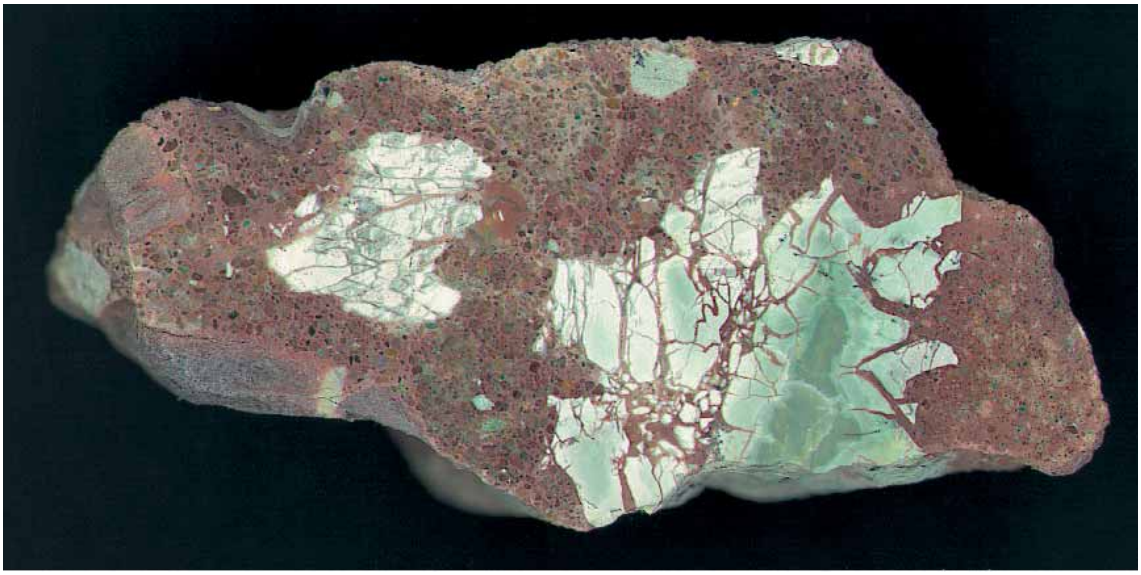

Abb. 18: In situ fragmentiertes Kieselgestein-Geröll in sandiger glaukonitischer Grundmasse (Anschliff), Baugrube Peukker in Bleiwäsche, R ^{34} 79 750, H ^{57} 03 960, Blatt 4518 Madfeld.

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 Austrockung 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

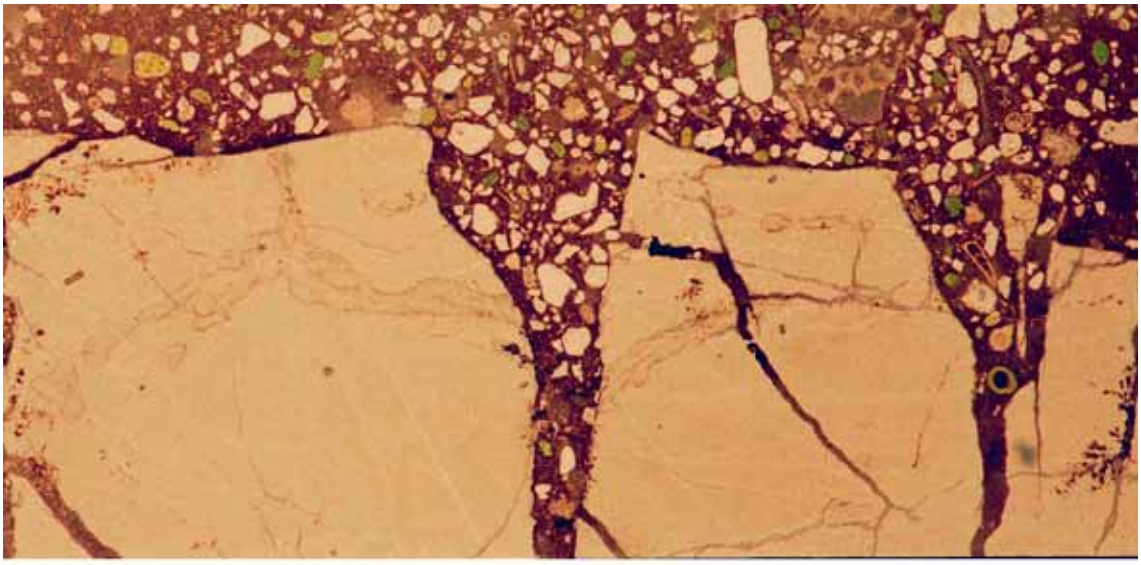

Abb. 19: Glaukonitischer Quarz- und Schluffstein mit Bioklasten (z. B. Bryozoen, Foraminiferen) in Spalten des Kieselstein-Gerölls der Abb. 18 (Dünnschliff)

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 hochenergetische Milieu aufgearbeitet und mit gut aufbereitetem, grobem Quarzsand vermischt. Die Lithofazies der beteiligten Sedimente ist derjenigen der Keddinghausen-Schichten ähnlich.

2. Danach führt ein weiterer Transgressionsvorgang zur Zeit der „Hangenden Mergellage“ zur Umlagerung der inzwischen verfestigten „Keddinghausen“-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 überfluteteten 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 verkarstetem 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 Keddinghausen-Schichten zeigt. Die Kombination von bioklastischen Kalksteinen mit spikulitischen und glaukonitischen Sandsteinen – in den Keddinghausen 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 Untergrunds abgelagert worden sein (vgl. Abb. 12) und besitzen damit genetisch Ähnlichkeit mit den Sedimenten der Klippenfazies des Ruhrgebietes (KAHRS 1927, HISS 1982, TRÖGER 2003) (3).

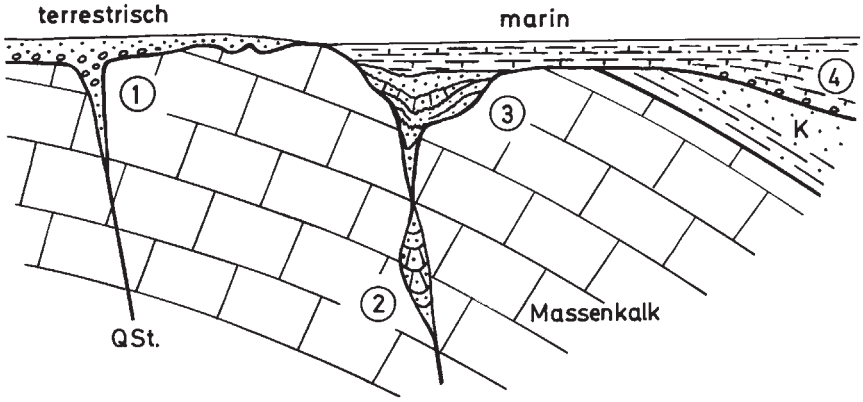

Abb. 20: Arten der Paläokarst-Vorkommen im östlichen Teil des Briloner Massenkalks (schematischer Schnitt).
(1) Konglomeratische Sandsteine der Karstspaltenfüllung in der Bohrung Madfeld 1
(2) Karbonatische Sandsteine der Karstspaltenfüllung A im Steinbruch Düstertal
(3) Hypothetisches Karstrelief im 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

<table>
<tr><td rowspan="7">Kreide (partim)</td><td rowspan="2">Oberkreide</td><td rowspan="2">Cenoman</td><td rowspan="2">Untercenoman</td><td colspan="2">Cenoman–Pläner</td></tr>
<tr><td colspan="2">Cenoman–Mergel
Schichten der Karstspalte | Hangende Mergellage</td></tr>
<tr><td rowspan="5">Unterkreide</td><td rowspan="3">Alb</td><td>O</td><td rowspan="3">Keine Sedimente auf dem Massenkalk</td><td>Keddinghausen - und Wünnenberg-Schichten</td></tr>
<tr><td>M</td><td rowspan="3">Schichtlücke</td></tr>
<tr><td>U</td></tr>
<tr><td>Apt</td><td></td></tr>
<tr><td>Barr.</td><td></td><td>Terrestrische Schichten von Nehden und konglomeratische Äquivalente</td></tr>
</table>

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 Sichtigvor 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., 2Taf.; 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-Basisschichten 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.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Geologie und Paläontologie in Westfalen

Jahr/Year: 2009

Band/Volume: 72

Autor(en)/Author(s): Ribbert Karl-Heinz, Skupin Klaus

Artikel/Article: Marine und terrestrische Sedimente der Kreide-Zeit im Paläokarst des Briloner Massenkalks 71-92