Ber. naturhist. Ges. Hannover	133	221—255	Hannover 1991

Ein fluviatil-dominiertes Delta im „Unteren Wealden" (Berrias 3, Bückeberg-Folge) von Borgloh/Kloster-Oesede (Osnabrücker Hügelland, Niedersachsen)

von

KARSTEN LILL und WALTER RIEGEL

mit 28 Abbildungen

Z u s a m m e n f a s s u n g : Während umfangreicher Erdarbeiten für den Bau der Bundesautobahn A 33 südöstlich Osnabrück wurden die Schichten der Unterkreide über längere Profilstrecken aufgeschlossen und sedimentologisch bearbeitet.

In vorliegender Arbeit konnten die alten Deutungen (DUNKER 1846, KAUENHOWEN 1927, BESSIN 1929, KEMPER 1973, KELLER 1977, GRAUPNER 1980) des „Unteren Wealden" von Borgloh/Kloster-Oesede erstmals mit moderner sedimentologischer Methodik und Terminologie überprüft und dahingehend präzisiert werden, daß es sich bei der Abfolge um zwei nicht ganz vollständige progradierende coarsening-upward-Sequenzen eines fluvial dominated Delta am Rand eines limnisch-brackischen Beckens handelt. Die Rheinische Masse ist als das Liefergebiet der Sedimente anzusehen. Für eine geringe Reliefenergie und Strömungskompetenz sprechen verschiedene Beobachtungen:

a) Konglomerate (lag deposits) wurden in der Abfolge nicht gefunden. Geringmächtige konglomeratische Lagen sind nur aus den nichtaufgeschlossenen „Flözführenden Sandsteinen" bekannt (SORUSCH 1980).

b) Die Korngröße der Sedimente geht über Feinsand in der Regel nicht hinaus. Hinweise auf Sedimente sehr stark strömenden Wassers fehlen.

c) Ausgeprägte distributary channels fehlen. Lediglich schmale, flache, siltig-tonige (?splay) channels wurden beobachtet.

S u m m a r y : **A fluvial dominated delta in the "Lower Wealden" (Berriasian 3, Bückeberg-Group) of Borgloh/Kloster-Oesede near Osnabrück (Lower Saxony).** —During extensive construction work for the A 33 Motorway southeast of Osnabrück, Lower Cretaceous strata were exposed in long sections and described in detail.

In the present paper previous interpretations (DUNKER 1846, KAUENHOWEN 1927, BESSIN 1929, KEMPER 1973, KELLER, 1977, GRAUPNER 1980) concerning the depositional environment of the "Lower Wealden" at Borgloh/Kloster-Oesede have been reviewed for the first time using modern sedimentological analysis and terminology. It has been shown that the

sequence consists of two incomplete prograding coarsening upward sequences with sedimentary structures typical of a fluvial dominated delta at the margin of a lacustrine-brackish basin.

The Rhenish Massif is considered to be the source of the sediments. Energy levels and stream competence were probably very low. This is supported by the following observations:

a) Conglomerates (lag deposits) have not been observed in the sequence studied here. Thin conglomeratic horizons have previously been described only from the "Flözführende Sandsteine" (SORUSCH 1980).

b) The ranges of grain-size do not exceed the fine sand category. There is a lack of clastics representative of the upper flow regime.

c) Well defined distributary channels are absent. Only small, shallow, silty-clayey (?splay)-channels are recognized.

Gliederung:

1. Einleitung 223

2. Geologischer und paläogeographischer Überblick 224

3. Lokalisierung der Profile und Beschreibung der Sedimenttypen 227

4. Beschreibung der Sedimentstrukturen 230

4.1. Primäre Sedimentstrukturen 230

4.2. Kompaktions- und Deformationsstrukturen 231

4.3. Diagenetische Sedimentstrukturen 234

4.4. Biogene Sedimentstrukturen 234

4.5. Reste von Mollusken im Sediment 239

5. Gliederung und Deutung der Abfolge 240

6. Zuordnung von Abschnitten und einzelnen Bänken der Abfolge zu verschiedenen Delta(sub)environments 242

6.1. Tonstein/Siltstein-Folge und Siltstein/Tonstein-Folge mit Neomiodon-Schillkalken und Konkretionslagen 242

6.2. Siltstein-Folge mit Feinsandstein-Einschaltungen 243

6.3. Feinsandstein-Folge mit zwischengelagerten Silt- und Tonsteinen 243

6.4. Tonstein/Siltstein-Folge mit Procerithium-Schillkalken und Konkretionslagen 246

6.5. Feinsandstein-Folge mit zwischengelagerten Silt- und Tonsteinen und Kohleflözen 248

7. Bemerkungen zur Zyklizität 248

8. Diskussion des Delta-Typs 249

9. Literaturverzeichnis 251

1. EINLEITUNG

Die jüngere geologische Bearbeitung der Gesteine der „Wealden-Fazies" (Berrias) Nordwest-Deutschlands erfolgte vor allem im Raum ihrer größten Verbreitung südwestlich von Hannover (Hannoversches Bergland).

Die Wealden-Vorkommen der Rehburger Berge, der Bückeberge, des Deisters, Süntels und Osterwaldes, sowie des Hils wurden von JÜRGENS (1972), KAUFMANN (1977), PELZER (1982, 1987, 1988) und WILDE (1981) sedimentologisch, petrologisch, palynologisch, paläobotanisch und fazieskundlich untersucht.

Im Gebiet südlich von Osnabrück und nördlich des Teutoburger Waldes treten Gesteine der „Wealden-Fazies" ebenfalls in größerer Verbreitung zu Tage.

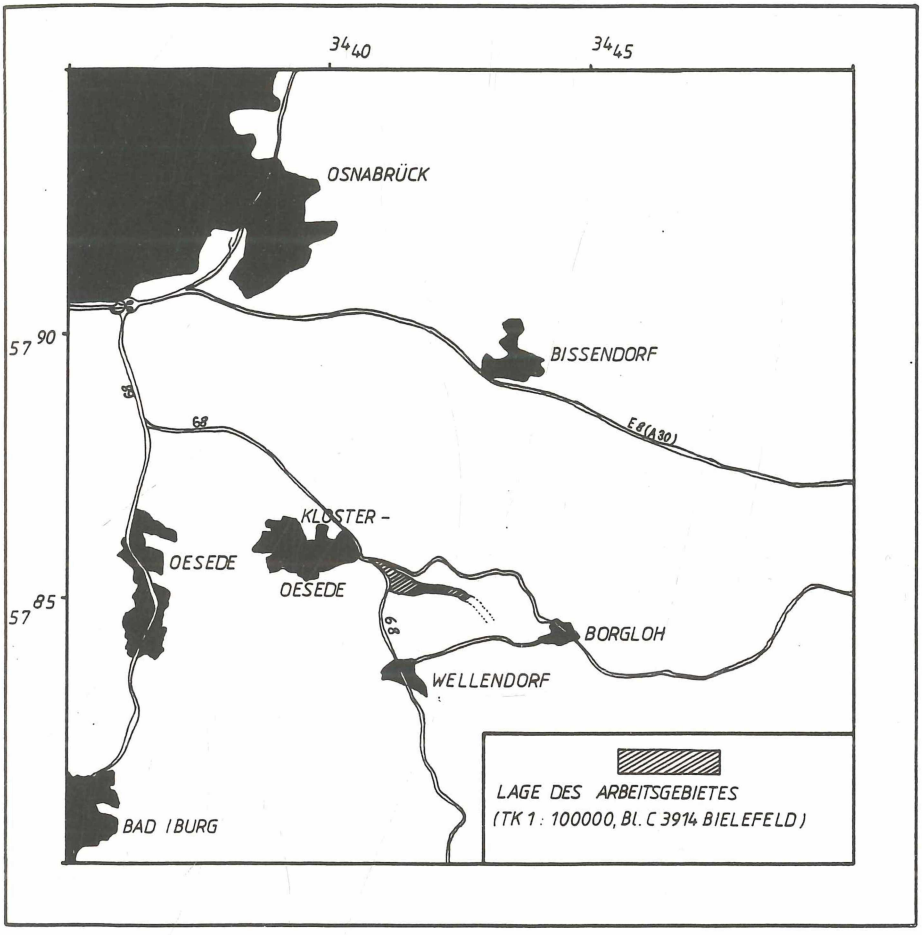


Abb. 1: Lage des Arbeitsgebietes.

Eine geologische Bearbeitung erfolgte in den letzten Jahren durch SORUSCH (1981, Diplomkartierung Univ. Münster), dem nur einige wenige alte Aufschlüsse zugänglich waren.

Im Zuge der umfangreichen Erdarbeiten für die im Bau befindliche Bundesautobahn A 33 von Osnabrück nach Bielefeld, deren Trassenverlauf bei Borgloh/Kloster-Oesede (s. Abb. 1 und 2) die Gesteine der Unter-Kreide nahezu senkrecht zum Streichen schneidet, erschien es sinnvoll, die aufgeschürften Profile sedimentologisch zu bearbeiten und das umgebende Gelände zu kartieren (LILL 1988, Diplomarbeit Univ. Göttingen).

Die vorliegende Arbeit stützt sich auf die Beschreibung der Schichten und Sedimentstrukturen, auf die laterale Entwicklung und Abfolge und auf die Charakteristik der Sequenz an sich. Auf Korngrößenanalysen wurde bewußt verzichtet. In Sedimenten des Delta-Environments wird der Arbeitsaufwand durch die Aussagekraft der klassischen Korngrößenanalyse nicht gerechtfertigt und steht in keinem Verhältnis zur Effektivität einer Sequenz-Analyse, zumal das Korngrößenspektrum der gesamten Abfolge nicht über Feinsand hinausgeht.

Obwohl seit DUNKER (1846), spätestens aber seit KAUENHOWEN (1927) jeder zu „wissen" g l a u b t , daß es sich beim „Osnabrücker Wealden" um eine Delta-Schüttung handelt, stand der sedimentologisch-fazielle Nachweis einer deltatypischen A b f o l g e bis heute aus.

Die alten, letztlich auf dem lobaten Mächtigkeitsverlauf der Sandsteine (s. KAUENHOWEN 1927) und auf dem fluviatil-limnischen Charakter (fossile Pflanzen, Mollusken und Ostrakoden, Kohleflöze) der Schichten basierenden Deutungen sind bis heute nahezu unverändert übernommen worden.

Für den südhannoverschen „Wealden" konnte PELZER (1982, 1987, 1988) die alten Delta-Vorstellungen zugunsten eines faziellen Übergangs vom fluviatilen zum lagunären und litoralen Environment korrigieren.

2. GEOLOGISCHER UND PALÄOGEOGRAPHISCHER ÜBERBLICK

Das „Wealden"-Vorkommen von Borgloh/Kloster-Oesede liegt in der Osning-Zone am Südrand des Niedersächsischen Tektogens. Die Osning-Zone ist ein kompliziertes Scharnier zwischen Rheinischer Masse und Niedersächsischem Tektogen. Tektonische Bauelemente sind sowohl Störungen, die ältere mesozoische Schichten an Ober-Kreide-Schichten grenzen lassen, als auch Überschiebungen und allseitig von Störungen umgrenzte Schollen (BOIGK 1968).

Ein weiteres Element ist die Osning-Achse, eine südvergente Aufwölbungszone, an die sich nördlich Sattel- und Muldenstrukturen anschließen (Oeseder-Kreidemulde, Holter-Achse, Bissendorfer-Mulde, Sandforter-Achse, Hase-Mulde). Diese Strukturen werden von BOIGK (1968) als vertikal-tektonisch verursachte Aufwölbungen (Beulen) gedeutet, in denen das Innere des Tektogens, z. B. Schichten der Trias, zu Tage tritt. Unterstützt wurde die Beulenbildung sicherlich durch tektonisch induzierten Salzaufstieg.

Zwischen Osning- und Holter-Achse liegt die sogenannte Oeseder-Kreidemulde, zu der das Gebiet von Borgloh/Kloster-Oesede zu rechnen ist. Sie gehört tektonisch zur Osning-Achse. Die Schichten des Nordflügels fallen flach nach Süden und werden im Untergrund bei Hankenberge mehrfach verworfen (Osning-Spalte). Von der Oeseder-Kreidemulde ist also nur der Nordflügel vorhanden, der in sich wiederum flach muldenförmig ausgebildet ist.

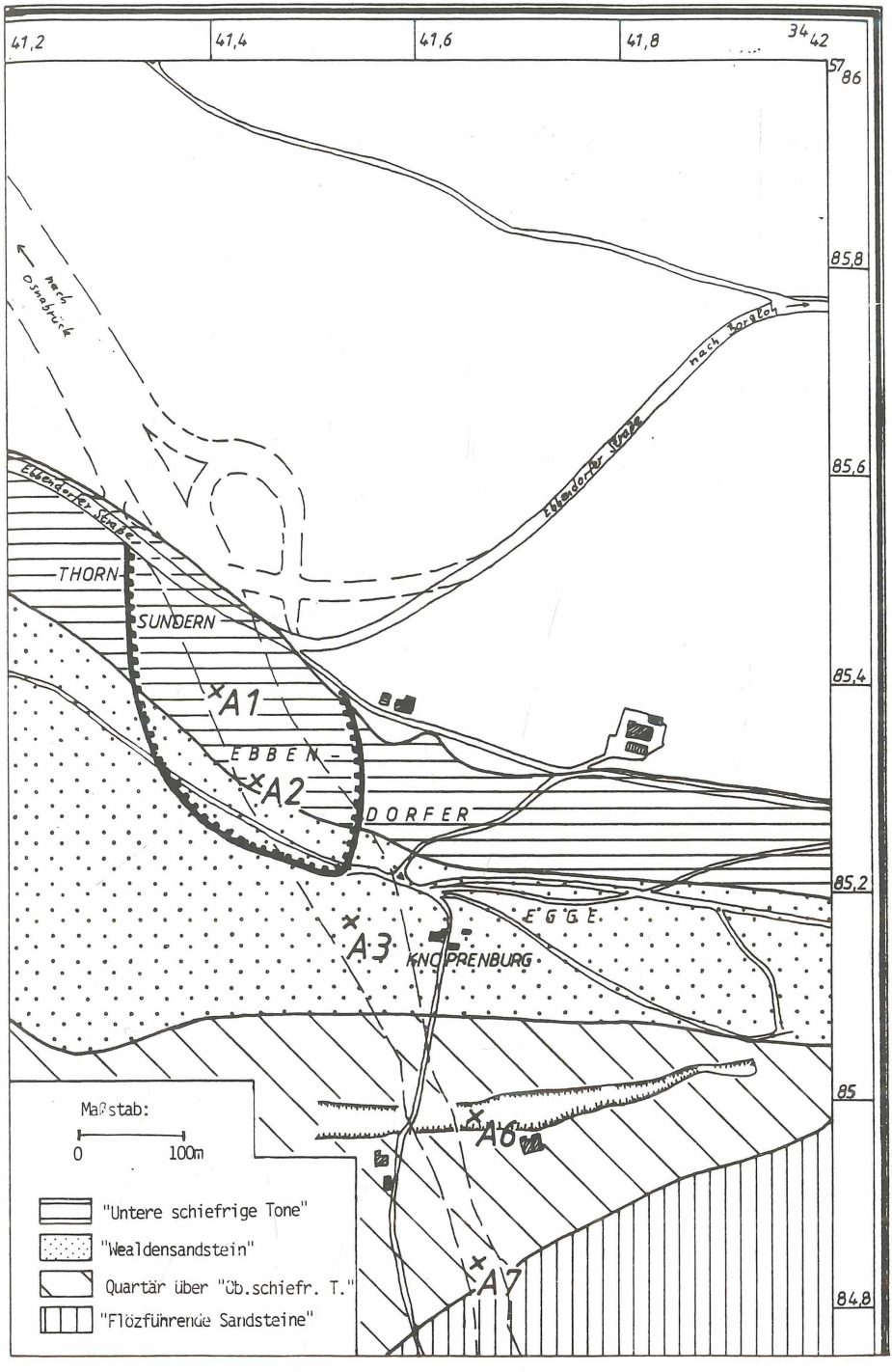


Abb. 2: Karte des Trassenverlaufs; mit Schichtgrenzen und Position der bearbeiteten Profile.

Paläogeographisch gehören die Sedimente des Niedersächsischen Tektogens zum Niedersächsischen Becken (s. Abb. 3), einem Schollenrandtrog mit Nebenmeercharakter und starker Senkungstendenz.

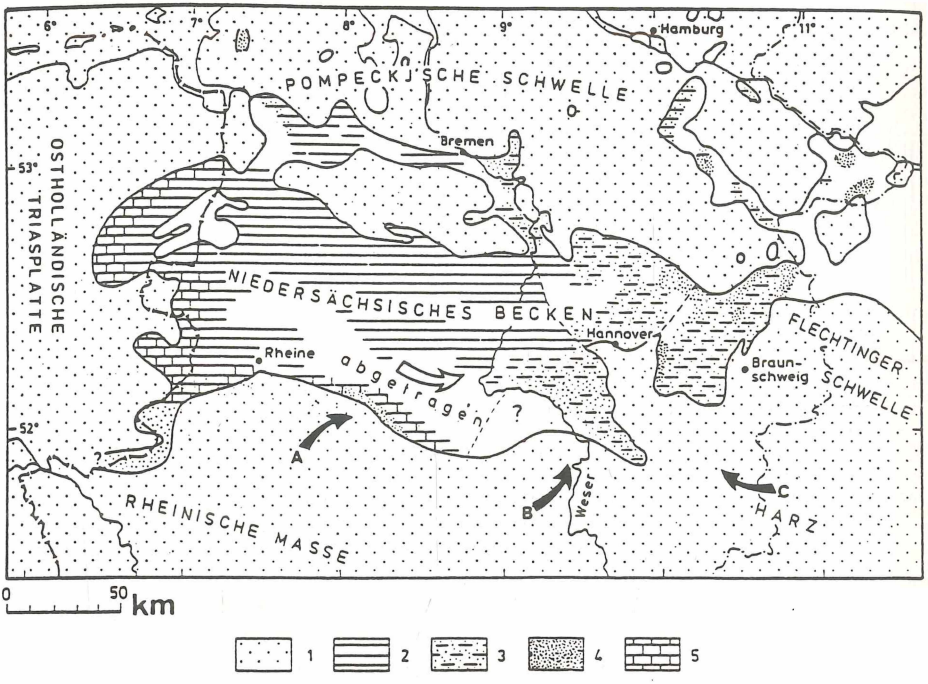


Abb. 3: Paläogeographische Karte des Niedersächsischen Beckens mit Position des Deltas von Borgloh/Kloster-Oesede (aus: PELZER 1988).

Erläuterung: Pfeil A: Liefergebiet Rheinische Masse, Delta von Borgloh/Kloster-Oesede; Pfeile B und C: Mögliche Liefergebiete für das „Delta" in der Deister-Hils-Bucht: Rheinische Masse (B), Böhmische Masse (C); Offener Pfeil: Angenommene Strömungsrichtung.

1: Festland, 2: Tonsteine, 3: Tonsteine mit sandigen Einschaltungen, 4: Sandsteine dominierend, 5: Karbonatische Sedimente häufig (= Fossilkalke)

Im Berrias 3 (Bückeberg-Folge, „Deutscher Wealden") war das Niedersächsische Becken nahezu vollständig abgeschnürt. Nur wenige brackisch-marine Ingressionen unterbrachen die weitgehende Aussüßung.

Die Bückeberg-Folge wird im Niedersächsischen Becken bis 800 m mächtig und ist gekennzeichnet durch eine tonige, z. T. Blätterton-artige Beckenfazies, die oft Bitumen führt, und durch eine sandige Randfazies, deren Mächtigkeit stellenweise bis auf wenige Meter reduziert sein kann.

Die Bückeberg-Folge wird am Südrand des Niedersächsischen Beckens im Raum Borgloh/Kloster-Oesede, abweichend von der üblichen mikropaläontologischen Gliederung, nach

lithologischen Gesichtspunkten in fünf Abteilungen gegliedert. Diese gehen auf die inzwischen veraltete Terminologie des „Deutschen Wealden" oder der „Wealden-Fazies" zurück, nach der zwischen „Unterer Wealden" und „Oberer Wealden" unterschieden wurde.

Im „Unteren Wealden" konnten während des Trassenbaus der Autobahn umfangreiche Profilaufnahmen und sedimentologische Untersuchungen durchgeführt werden.

Die klassische Unterteilung des „Unteren Wealden" (Gesamtmächtigkeit im Bereich Thornsundern/Knoppenburg/Strubberg: 174—198 m) in:

„Untere schiefrige Tone" (38—40 m)
„Wealdensandstein" (31 m)
„Obere schiefrige Tone" (60—67 m)
„Flözführende Sandsteine" (45—60 m)

wird hier zunächst beibehalten, weil sie im Gelände augenfällig und mit sedimentologisch-faziellen Deutungsversuchen sinnvoll zu vereinbaren ist.

Die Mächtigkeiten wurden im neuen Autobahnprofil Thornsundern/Knoppenburg (Ebbendorfer Egge) ermittelt. Nur die Mächtigkeit der „Flözführenden Sandsteine" ist der Literatur entnommen, da Aufschlüsse hierfür fehlten. In der Literatur werden Mächtigkeiten angegeben, die meist höher liegen, als im Arbeitsgebiet festgestellt werden konnte.

Hinweise zur Geologie, Tektonik und Paläogeographie sowie frühere Versuche einer Fazies-Interpretation des „Wealden" von Borgloh/Kloster-Oesede finden sich bei BESSIN (1929), BOIGK (1968), DUNKER (1846), GRAUPNER (1980), HAACK (1930), KAUENHOWEN (1927), KELLER (1977), KEMPER (1973, 1979), MESTWERDT (1930) und SCHOTT (1968).

3. LOKALISIERUNG DER PROFILE UND BESCHREIBUNG DER SEDIMENTTYPEN

Die neuen, beim Trassenbau angelegten Aufschlüsse liegen auf der Ebbendorfer Egge, ungefähr 13 km SE' Osnabrück auf den Blättern Nr. 3714 (Osnabrück) und Nr. 3814 (Bad Iburg) der TK 1 : 25 000. (s. Abb. 1 und 2).

In sieben Profilen (A 1 bis A 7, s. Abb. 2 und Abb. 28) konnte die Abfolge des „Unteren Wealden" bis auf den obersten Bereich, die „Flözführenden Sandsteine" (45—60 m), nahezu vollständig aufgenommen werden.

Profil A 1: Autobahnaufschluß Thornsundern/Knoppenburg, Ebbendorfer Straße (r ^{34}41440/ h ^{57}85300).

Von den „Unteren schiefrigen Tonen" mit einer Gesamtmächtigkeit von 38—40 m konnten 34 m erfaßt werden.

Profil A 2: Autobahnaufschluß Thornsundern/Knoppenburg, Ebbendorfer Straße (r ^{34}41390/ h ^{57}85380).

Hier wurden die obersten 4,45 m der „Unteren schiefrigen Tone" aufgenommen. Von dem hangend folgenden „Wealdensandstein" wurden weiterhin 12,23 m + 3 m (nach ca. 5,5 m Lücke) aufgenommen, die mit den Schichten des Profils A 3 zu parallelisieren sind.

Profil A 3: Autobahnaufschluß Thornsundern/Knoppenburg, Ebbendorfer Straße (r ^{34}41580/ h ^{57}85150).

Im „Wealdensandstein" waren hier von ca. 31 m Gesamtmächtigkeit 26 m aufgeschlossen.

Profil A 4: Alter Steinbruch 100 m NW' der Fischteiche an der Wolfsquelle, Ebbendorfer Egge, Höhe 166 m (r ^{34}42350/h ^{57}85090).

Im „Wealdensandstein" konnten hier 2,90 m aufgenommen werden. Eine Parallelisierung mit Schichten aus Profil A 3 ist möglich.

Profil A 5: Alter Steinbruch an der Knoppenburg, Ebbendorfer Egge, Höhe 165 m (r^{34}42010/h ^{57}85170).

Im „Wealdensandstein" wurden hier 6,60 m aufgenommen, die sich mit Schichten aus Profil A 4 und A 3 parallelisieren lassen.

Profil A 6: Baugrube (Bachverrohrung unter der Trasse) im quartären Einschnitt südlich der Knoppenburg (r ^{34}41668/h ^{57}85000).

Die hier aufgeschlossenen 2,13 m mächtigen Schichten liegen im unteren Drittel der insgesamt 60—67 m mächtigen „Oberen schiefrigen Tone". Die Lücke zu dem liegenden „Wealdensandstein" beträgt ungefähr 20 m.

Profil A 7: Trassenaufschluß E' der Straße „Zur Knoppenburg" (r ^{34}41700/h ^{57}84830).

Das 19,95 m umfassende Profil entspricht dem obersten Drittel der „Oberen schiefrigen Tone". Der Kontakt zu den hangenden „Flözführenden Sandsteinen" war gerade noch aufgeschlossen. Zwischen Profil A 7 und Profil A 6 fehlen ungefähr 30 m.

Ausführliche Schichtenverzeichnisse der genannten Profile finden sich in der Diplomarbeit Lill (1988), die in der Bibliothek der Geologischen und Mineralogischen Institute, Georg-August-Universität Göttingen, hinterlegt ist. Im Folgenden wird nur eine zusammenfassende lithologische Beschreibung der Schichtenfolge gegeben:

„Untere schiefrige Tone":

Es handelt sich um dunkle Ton-/Siltsteine, die hangend langsam gröber werden. Sowohl der diffuse Siltgehalt, als auch die Mächtigkeit und Häufigkeit der Siltstreifung nehmen nach oben zu — bis hin zu lagenweisem Auftreten von Feinsandgehalten. Die Absonderung der Gesteine ist dünnplattig. Die Lamination ist horizontal bis flachwellig. Bioturbation ist selten zu erkennen. Pyrit/Markasit wurde im unteren Bereich der Abfolge (bis 7,80 m) in dünnen Lagen (< 1 mm) beobachtet.

Bis 19,53 m kommen im Profil A 1 zahlreiche Lagen und Bänkchen (bis max. 45 cm: 17,13—17,58 m) von Schillkalk, sowie zwei jeweils 8 cm mächtige, schwach kalkige, sideritische Konkretionslagen mit breitovalen Ton-Eisen-Konkretionen vor, die schalig aufgebaut sind und scherbig absondern.

Von 8,00—13,20 m und von 18,73—19,53 m sind Schillkalklagen besonders häufig. Weiße Flecken und hellgraue mm-dünne Lagen weisen auf lagenweise Kalkkonzentrationen hin. Im allgemeinen ist der Kalkgehalt aber diffus verteilt und nimmt in Schillkalklagen und -bänkchen stark zu.

Ostrakoden und Muscheln sind häufig auf Schichtflächen angereichert, Schnecken treten dagegen selten auf. In einem Fall konnte die Ostrakode Cypridea fasciculata (Wolburg 1959) bestimmt werden, die als typisch für ein Wd 1-Alter gilt. In der Regel fällt die Bestimmung der Ostrakoden jedoch schwer, da meist nur Bruchstücke ohne Schalenerhaltung vorliegen.

Die Muscheln, oft doppelklappig, aber zerdrückt, sind zwischen 5—15 mm groß, schiefdreieckig, konzentrisch gerippt, gewölbtklappig, mit spitz heraustretendem Wirbel. Es könnte sich um Neomiodon latoovatum s. l. (Huckriede 1967) handeln.

Schnecken wurden nur selten beobachtet. Ein Exemplar von V i v a p a r u s läßt sich mit Einschränkungen der Art c a r i n i f e r u s (SOW.) zuordnen.

Die Schillkalke enthalten meist doppelklappige Muscheln, Steinkerne, Bruchschill und/oder weißliche Kalklamellen, die sich im Verlauf den Wölbungen der Schalenklappen anpassen.

Im Profil A 1 nimmt ab 29,20 m der Feinsandgehalt deutlich zu. Der Siltstein wird feinsandig. Ab 30,20 m wechselt Siltstein mit Feinsandsteinlagen, die nach oben an Dicke (bis zu 13 cm) und Häufigkeit zunehmen, doch steigt der Tongehalt im Abschnitt zwischen 32,65 m—34,05 m wieder geringfügig an. Hangend, im unmittelbar anschließenden Profil A 2, setzt sich über 2,10 m der engständige Wechsel (im mm- bis cm-Bereich) von Siltstein und Tonstein noch fort. Der Tonstein bei 1,90—1,92 m im Profil A 2, ein grünlichgrau hervorstechender Horizont, wurde als „Tonstein vulkanischer Herkunft" gedeutet (LILL 1988, Diplomarbeit Univ. Göttingen).

Die obersten 2,35 m der „Unteren schiefrigen Tone", im Profil A 2 von 2,10—4,45 m, sind durch einen zunehmend feinsandigen Siltstein im Wechsel mit einigen wellig laminierten bis flaserigen Feinsandsteinbänkchen (bis 7 cm Schichtdicke) repräsentiert. Die Feinsandsteine enthalten eingekippte Schalen bzw. Schalenhohlräume von Muscheln und schichtparallel eingelagerte kohlige Pflanzenreste. Deformationsgefüge und Schrägschichtung sind in kleinräumiger Ausbildung ebenso vorhanden wie Synaereserisse.

„Wealdensandstein":

Es handelt sich vorwiegend um gelbbraunen bis graubraunen, siltigen Feinsandstein, der durch Verwitterung bisweilen auch rötlich-rotbraun gefärbt ist. Er ist wechselnd hart, dann auch etwas gröber und schwach gradiert, und mürbe, wenn er nahezu entschichtet ist. In der Regel ist er durchgehend glimmerhaltig und mehr oder weniger stark durchsetzt mit sowohl feinverteiltem, als auch schichtparallel eingelagertem Pflanzendetritus von mm- bis cm-Größe. Lagenweise treten kohlige Schwemmhölzer und mehrfach Wurzelhorizonte, sowie Steinkerne und Schalenhohlräume von Muscheln, untergeordnet auch von Schnecken auf. Abgesehen von solchen Anreicherungshorizonten treten Molluskenreste in den Sandsteinen nur vereinzelt auf. Bioturbation wurde nirgendwo eindeutig festgestellt.

Die massigen bis dickbankigen Feinsandsteine stehen im zyklischen Wechsel mit intensiv wellig laminierten bis flaserigen, rippelschräggeschichteten, siltigen Feinsandsteinen, sowie mit dunklen Ton-/Siltsteinen. Die wellig laminierten Feinsandsteine weisen ein ausgeprägtes Deformationsgefüge (Distorsion, loading in verschiedensten Formen und Größenordnungen, bis hin zu fast convoluten Strukturen, Injektions-/Synaereserisse, Kolkfüllungen) auf. In den wellig bis flaserig laminierten Feinsandsteinen kommt Durchwurzelung (Wurzelführung) vor, aber nicht in Form von ausgeprägten Wurzelböden.

Zwischen die Feinsandsteine schalten sich dunkle Ton-/Siltsteine verschiedener Ausbildung und Mächtigkeit ein: Es treten sowohl dünne brandschieferartige Lagen mit kohligen Achsenresten auf, die mit Durchwurzelung im Liegenden in Verbindung stehen, als auch mächtigere, dünnplattige Ton-/Siltsteine mit Muscheln auf den Schichtflächen. In drei Fällen wurden schwach durchwurzelte, siltig-tonig verfüllte, flache Rinnen festgestellt. Konglomeratische Lagen fehlen. In einer Schicht im Profil A 3 (8,80—10,10 m) sind Blätter und Wedel häufig.

In Profil A 3 konnten von dem insgesamt ungefähr 31 m mächtigen „Wealdensandstein" 26 m aufgenommen werden. Bei den hangenden Schichten über dem Profil A 3 handelt es sich um mehrere Meter mächtige Siltsteine mit Feinsandstein-Einschaltungen. Ob diese Schichten noch zum „Wealdensandstein" zu rechnen sind oder schon zu den „Oberen schiefrigen Tonen", ist fraglich. Das Auftreten der Feinsandsteinbänkchen spricht für die Zuge-

hörigkeit zum „Wealdensandstein", da die hangenden „Oberen schiefrigen Tone" frei von sandigen Lagen sind. Andererseits rechtfertigt der deutlich verringerte Sandgehalt dieser Schichten die Zuordnung zu den „Oberen schiefrigen Tonen". Wahrscheinlich handelt es sich um einige Meter mächtige Übergangsschichten mit nach oben abnehmender Korngröße.

Zwischen dem Profil A 3 und dem stratigraphisch folgenden Profil A 6 liegt eine Profillücke von etwa 20 m, die das untere Drittel der „Oberen schiefrigen Tone") umfaßt.

„Obere schiefrige Tone":

Es handelt sich um dunklen (dunkelgrau, graubraun, grauschwarz), mehr oder weniger siltigen, Glimmer-führenden Tonstein, der dünnplattig absondert. Hohlräume von Muschelschalen und Steinkernen von Muscheln sind lagenweise häufig und verleihen dem Gestein dann eine grobporöse bis löcherige Struktur im Querbruch. Muscheln sind oft auch auf Schichtflächen angereichert.

Einige Schillkalkbänke kommen vor, die im Profil A 6 sehr häufig Steinkerne von Procerithium enthalten. Die Schillkalkbank im Profil A 6 von 1,27—1,43 m besteht fast ausschließlich aus regellos gelagerten Schnecken (Procerithium) und Bruchschill. Auch in Schillkalken des oberen Drittels der „Oberen schiefrigen Tone", im Profil A 7, kommt Procerithium vor. Im Profil A 7 treten die Schillkalke vereinzelt und mit schwankender Mächtigkeit (2—17 cm) auf. Lediglich der Bereich von 7,35—8,22 m führt mehrere, von Ton-/Siltsteinen unterbrochene Schillkalke, die auch rundliche Kalkgerölle enthalten. Ostrakoden-Anreicherungen auf Schichtflächen wurden nur im unteren Drittel der „Oberen schiefrigen Tone", im Profil A 6 beobachtet.

In den obersten 7 m des Profils A 7 treten sieben, 5—10 cm mächtige Lagen mit harten, nicht kalkigen, schalig aufgebauten Ton-Eisen-Konkretionen auf. Im Grenzbereich zu den hangenden „Flözführenden Sandsteinen" nimmt der Silt-/Sandgehalt sehr schnell, über einen Bereich von nur 0,50—1,00 m stark zu.

„Flözführende Sandsteine":

Im Bereich dieser Schichten waren die Aufschlußverhältnisse so schlecht, daß eine Profilaufnahme nicht möglich war. Im Hangenden des Profils A 7 konnte festgestellt werden, daß es sich um gelbbraunen harten, bankigen Feinsandstein mit Einschaltungen von lockerer, erdiger Kohle und graubraunem, siltigem, stark glimmerführendem Tonstein handelt.

Dem alten Profil nach TERHEYDEN (ROHDE 1902) ist zu entnehmen, daß die Ton-/Siltsteine mit Schillkalken den Hauptteil der Abfolge ausmachen. Zwischengeschaltet sind vier, 0,50—2,70 m mächtige Bereiche mit Sandsteinen sowie ein Sandstein unbekannter, aber sicher beträchtlicher Mächtigkeit an der Basis und vier, 0,42—1,26 m mächtige Kohleflöze.

4. BESCHREIBUNG DER SEDIMENTSTRUKTUREN

Sedimentstrukturen klastischer Gesteine ermöglichen detaillierte fazielle Rückschlüsse auf Sedimentationsbedingungen und Ablagerungen (environment).

4.1. PRIMÄRE SEDIMENTSTRUKTUREN

Die Schichtung der Ton-/Siltsteine und Sandsteine ist in allen Aufschlüssen mehr oder weniger wellig-parallel bis horizontal-parallel. Die Mächtigkeiten schwanken lateral in geringem Maße, sodaß die Schichtung fast nie vollkommen eben ist. Rinnenförmiges Auskeilen siltig-toniger Schichten tritt nur selten, in drei Bereichen auf (Profil A 3: 8,65—8,80 m; 11,20—12,70 m; 20,70—21,10 m).

Die Ton-/Siltsteine sind meist laminiert. Silt- und Sandsteine sind in der Regel dünn- (plattig) bis mittelbankig (tafelig). In mächtigeren Sandsteinpartien sind dickbankige (blockige) Bereiche nicht selten (Profil A 3: 1,60—2,70 m; 12,70—17,70 m; 18,70—20,70 m).

In den Silt- und Sandsteinen der Profile A 2, A 3 und A 5 treten mehrfach Bereiche auf, die aufgrund häufiger Einschaltung dünner dunkler Ton-/Siltsteine schichtintern intensiv wellig bis flaserig oder auch knotig (sensu VAN STRAATEN 1959) laminiert sind (s. Abb. 7—10, 15, 16). (Profil A 3: 0—0,90 m; 0,90—1,60 m; 3,15—3,55 m; 3,86—4,26 m; 4,26—5,76 m; 8,26—8,56 m; 8,80—10,10 m; 17,70—18,70 m).

Großräumige Schrägschichtung wurde auch in größeren Aufschlüssen nicht beobachtet. Schichtintern wurde mehrfach (Profil A 3: 0,90—1,60 m; 1,60—2,70 m; 3,55—3,85 m; 3,86—4,26 m; 4,26—5,76 m; 8,80—10,10 m; 12,70—17,70 m; 25,50—26,00 m) Rippelschrägschichtung (ripple cross lamination) im Sandstein beobachtet (s. Abb. 8, 11, 12, 14). Die schräggeschichteten Bereiche gingen auch in dickeren Bänken über 10 cm Mächtigkeit nicht hinaus. Meist konnte nicht sicher entschieden werden, ob es sich um Wellen- oder um Strömungsrippeln handelt. Deswegen wird weiterhin allgemein von Rippelschrägschichtung gesprochen.

Gradierung wurde nur in einigen Fällen (Profil A 3: 1,60—2,70 m; 12,70—17,70 m) andeutungsweise in härteren Sandsteinbänken beobachtet. Es kommen auch harte, rötlich gefärbte, schwach gradierte „Bänkchen" vor, deren Mächtigkeit 2 cm kaum übersteigt. Die rötliche Färbung läßt sich nicht mit den von PELZER (1988) beschriebenen Sideritisierungshorizonten in Verbindung bringen.

4.2. KOMPAKTIONS- UND DEFORMATIONSSTRUKTUREN

Unter dem Einfluß der Schwerkraft und der Partikelkohäsion bilden sich in wassergesättigten (hydroplastischen) Sand- und Tonablagerungen durch verschiedene Prozesse schichtinterne Deformationen des ursprünglichen Partikelgefüges. Die Deformationsgefüge sind charakteristischerweise immer auf das Innere der Schicht begrenzt. Schichtgrenzen machen die Verformung in der Regel nicht mit.

Weil die genannten genetischen Ursachen sowohl einzeln, als auch zusammenwirkend auftreten können, sind die entstehenden Strukturen nur schwer auf einen einzelnen Vorgang zurückzuführen. Die in der Literatur beschriebenen Strukturen (load structures, convolute laminations, ball and pillow structures, slump structures, distorted laminations) sind sicher nur in ihren Idealformen eindeutig auseinanderzuhalten.

Deformationsgefüge unterschiedlichster morphologischer Ausprägung wurde besonders in den Silt- und Sandsteinen mit wellig bis knotiger Lamination beobachtet (Profil A 3: 0,90—1,60 m; 3,15—3,55 m; 3,86—4,26 m; 4,26—5,76 m; 8,26—8,56 m; 8,80—10,10 m; 17,70—18,70 m), aber auch in homogenen, mächtigeren Sandsteinen (Profil A 3: 0—0,90 m; 1,60—2,70 m; 12,70—17,70 m) (s. Abb. 4, 5, 6, 7, 10).

In Sandsteinen, die wegen Ton- und Siltsteineinschaltungen engständig wellig laminiert sind, treten Synaereserisse häufig auf (Profil A 3: Schichten 0—0,90 m; 0,90—1,60 m; 1,60—2,70 m; 3,15—3,55 m; 3,86—4,26 m; 4,26—5,76 m; 6,86—8,26 m; 8,26—8,56 m; 8,80—10,10 m; 12,70—17,70 m; 17,70—18,70 m) (s. Abb. 7, 16, 17).

Synaereserisse bilden sich durch Einfluß chemischer Veränderungen wie Flockung und Volumenvergrößerung von Tonmineralen, sowie durch Salinitätsschwankungen (REINECK & SINGH 1980) unter Wasserbedeckung (BURST 1965) im Gegensatz zu den, üblicherweise als mud cracks (desiccation cracks) bezeichneten subaerischen Schrumpfungsrissen.



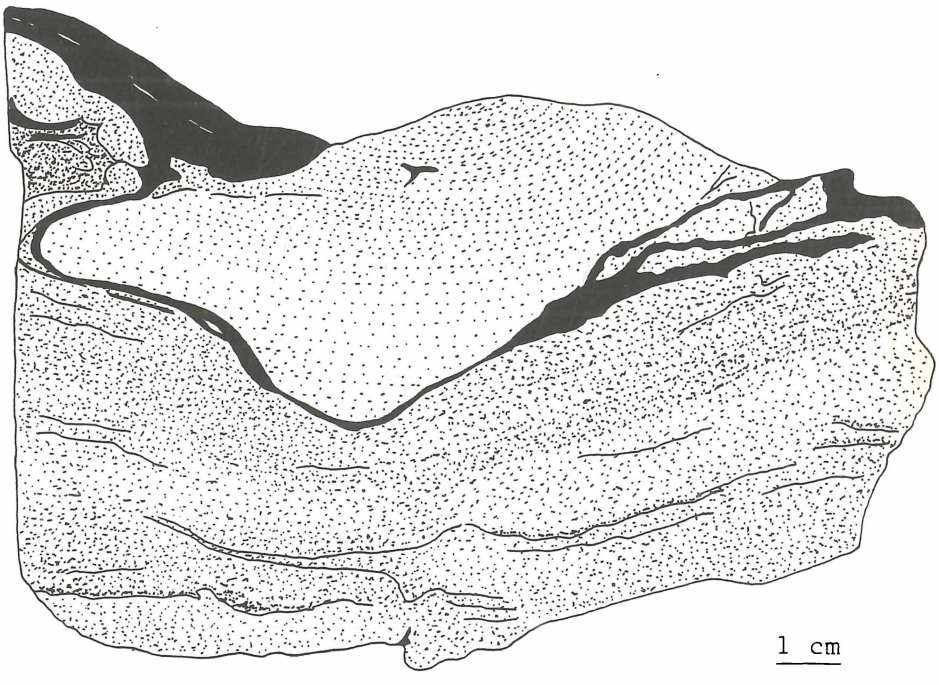


Abb. 4 und 5: Deformationsgefüge im „Wealdensandstein"; Profil A 3, 4,76—5,26 m.



Abb. 6: Deformationsgefüge und Pflanzendetritus im „Wealdensandstein"; Profil A 3, 4,76—5,26 m.

In den Profilen konnte häufig beobachtet werden, daß Synaereserisse auf Schichtflächen linsig-ovale Reliefs bilden, die an Bioturbation erinnern. Im vertikalen Anschnitt erscheinen sie meist als sandgefüllte rundliche Querschnitte, die Tonsteinlaminae horizontal durchstoßen (s. Abb. 7, 9, 16, 17), oder als nach unten spitz zulaufende, gebogene (crumbled) Keile, die Tonsteinlaminae vertikal durchstoßen. Synaereserisse durchdringen sich zuweilen winklig, sodaß sternförmige, dreistrahlige Bilder auf Schichtflächen entstehen.

Load structures wurden sowohl im mm-Bereich im Kontakt von Sandstein, der dünne Tonsteinlaminae überlagert (s. Abb. 13), als auch im 10 cm-Bereich und größer beobachtet (Profil A 3: 0,90—1,60 m; 3,15—3,55 m; 3,86—4,26 m; 4,26—5,76 m; 8,80—10,10 m; 12,70—17,70 m) (s. Abb. 4, 5, 6, 11).

Die wulstigen Ausstülpungen, die infolge intensiver Belastung auf den Schichtoberflächen im Bereich 12,70—17,70 m, Profil A 3, auftreten, können nach REINECK & SINGH (1980) mit dem Unterschied der kinematischen Viskosität zweier übereinander lagernder Sedimente unterschiedlicher Dichte erklärt werden. Die Schicht höherer Dichte liegt dabei über der Schicht niedriger Dichte (reverse density non-mobile system nach ANKETELL et al. 1970 [in REINECK & SINGH (1980)]). Durch die Unterschiede der Viskositäten und Dichten der wassergesättigten (hydroplastischen) Sedimente entstehen Verdrückungen, die bis zur Wulstbildung an der Schichtoberfläche führen können.

Deformationsgefüge, die weder auf Belastung, noch auf Convulsion im Sinne von convolute lamination zurückgeführt werden können, treten neben den beschriebenen Phänomenen in mehreren Profilbereichen auf (z. B. Profil A 3: 0,90—1,60 m; 1,60—2,70 m; 3,15—3,55 m; 3,86—4,26 m; 4,26—5,76 m; 6,86—8,26 m; 8,26—8,56 m; 8,80—10,10 m; 12,70—17,70 m; 17,70—18,70 m).

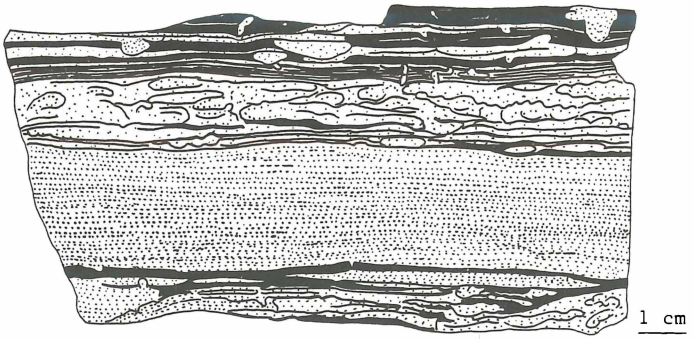


Abb. 7: Lamination (wellig bis knotig; flaserig; horizontal) und Synaerese-Risse im „Wealdensandstein"; Profil A 3, 3,86—4,26 m.

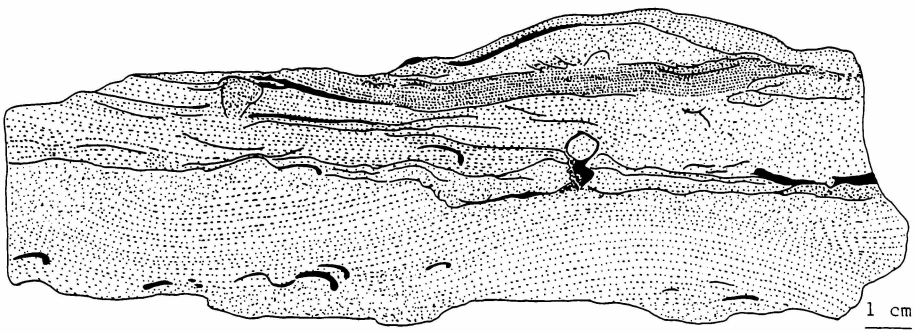


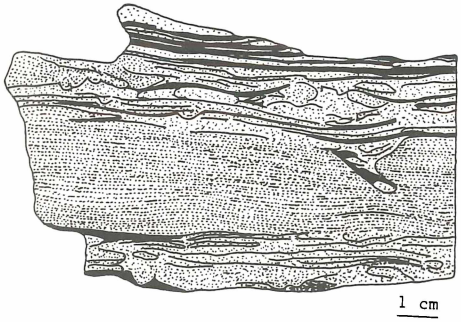
Abb. 8: Rippelschrägschichtung, Deformationsgefüge, knotige Lamination und Mollusken im „Wealdensandstein"; Profil A 3, 4,26—4,76 m.

4.3. DIAGENETISCHE SEDIMENTSTRUKTUREN

Die hier anzuführenden Siderit- (Ton-Eisen-)Konkretionen in den oberen Bereichen der Profile A 1 („Untere schiefrige Tone") und A 7 („Obere schiefrige Tone") wurden schon in Kapitel 3 beschrieben. Die Lamination, bzw. Siltstreifung der Ton-/Siltsteine wird durch die Konkretionen nicht unterbrochen. Im Inneren der Konkretionen treten typische Synaeresserisse (Septarien) auf, in einigen Fällen auch Abdrücke von Muschelschalen. Die Mächtigkeit der Konkretionslagen liegt zwischen 5 und 10 cm.

4.4. BIOGENE SEDIMENTSTRUKTUREN

Biogene Sedimentstrukturen entstehen sowohl durch zoogene, als auch durch phytogene Bioturbation (Durchwurzelung).



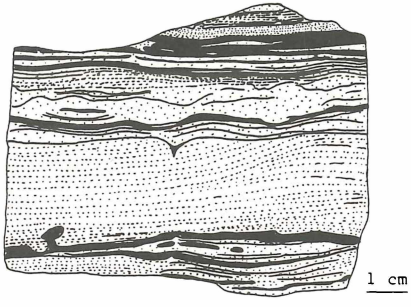


Abb. 9 und 10:
Lamination (wellig bis knotig; flaserig) und Deformationsgefüge im „Wealdensandstein"; Profil A 3, 3,86—4,26 m.

Zoogene Bioturbation wurde in keinem Fall eindeutig festgestellt. An Bioturbation erinnernde Strukturen in den Sandsteinen und in den wellig laminierten Ton-/Silt-/Feinsandsteinen werden jedoch durch die beschriebenen Deformationsgefüge und Risse gelegentlich vorgetäuscht.

Durchwurzelung tritt in mehreren Profilabschnitten auf. Sie ist jedoch weitgehend auf den sandigen Teil der Abfolge beschränkt, den Profil A 3 umfaßt: 2,85—3,15 m; 3,55—3,85 m; 4,26—5,76 m; 8,56—8,80 m; 8,80—10,10 m; 10,10—11,20 m; 11,20—12,70 m; 12,70—17,70 m; 20,70—21,10 m; 21,10—22,40 m; 22,60—24,00 m; 25,50—26,00 m. In dieser sandigen Abfolge („Wealdensandstein") ist Durchwurzelung ein charakteristisches Merkmal sowohl von Sandsteinen, als auch von Siltsteinen. Meist kam es zur Bildung dichter Wurzelhorizonte, die eine Mächtigkeit von einem halben Meter erreichen können. Dichte Durchwurzelung tritt besonders im oberen Bereich dicker Sandsteinbänke auf oder sie umfaßt die gesamte Bank (Profil A 3: 2,85—3,15 m; 3,55—3,85 m; 4,26—5,76 m; 21,10—22,40 m; 22,60—24,00 m; 25,50—26,00 m). Derart durchwurzelte Sandsteine sind meist von Ton-/Siltstein überlagert, der manchmal kohlig (brandschieferartig) ist. Durchwurzelte Sandsteine können aber auch von wellig laminiertem Silt-/Feinsandstein überlagert sein, der oft auch selbst durchwurzelt ist. Die Erhaltung der Wurzeln ist immer kohlig, sodaß die dunklen Wurzelbahnen in dem gelblichen Sandstein stets deutlich hervortreten.

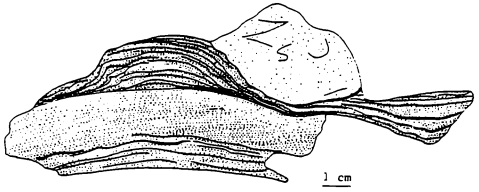


Abb. 11: Rippelschrägschichtung und Deformationsgefüge im „Wealdensandstein"; Profil A 3, 8,80—10,10 m.

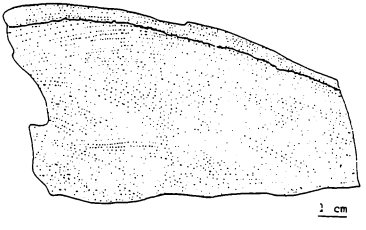


Abb. 12: Rippelschrägschichtung und Erosionsdiskordanz im „Wealdensandstein"; Profil A 3, 8,80—10,10 m.

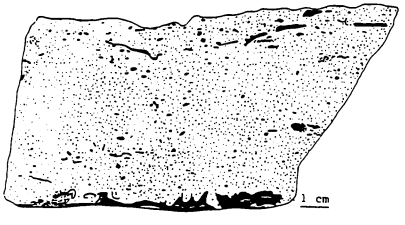


Abb. 13: Mikro-load-structures und Pflanzendetritus im „Wealdensandstein"; Profil A 3, 12,70—14,20 m.

In Profil A 3, Schicht 25,50—26,00 m wurden Strukturen beobachtet, die nicht kohlig erhalten sind, sich aber durch eine dunklere Färbung vom umgebenden Sediment abheben. Diese Strukturen durchlaufen die Schichtung senkrecht, ohne sie zu stören (s. Abb. 14). Die Unregelmäßigkeit im Aufbau der Strukturen erlaubt es kaum, sie eindeutig als zoogene Bioturbation anzusprechen. Denkbar wäre die Verfüllung von Wurzelhohlräumen durch feinkörniges Silt-/Sandmaterial, das durch erhöhten organischen Gehalt oder Tonmaterial dunkler grau gefärbt ist. In Anbetracht der Unregelmäßigkeit der Strukturen bleibt die Frage, ob es sich um zoogene oder phytogene Bioturbation handelt, offen.

Drei verschiedene Arten von Durchwurzelung konnten festgestellt werden. Typ A ist der häufigste Wurzeltyp (s. Abb. 18, 19, 20). Fast alle Wurzelhorizonte der sandigen Abfolge (Profil A 3) können diesem Typ zugeordnet werden. Wurzeln des Typ A sind bis zu 1 cm dick, braun-schwarz-kohlig erhalten, und durchziehen den Sandstein nahezu senkrecht zur Schichtung, die meist kaum noch zu erkennen ist. Dies ist auf eine Entschichtung und „Zermürbung" des Sandsteins durch die intensive Durchwurzelung zurückzuführen. Mit den dicken Wurzeln stehen oft millimeterdünne Wurzeln in Verbindung, von denen kurze, noch dünnere Nebenwurzeln mit einem Winkel von nahezu 90 Grad abzweigen. Ein gemeinsamer Ursprung ist nur andeutungsweise zu erkennen, wenn der Wurzelverlauf etwas von der Senkrechten abweicht. Regelrechte Ausgangs- oder Verzweigungspunkte wurden beim Wurzeltyp A nicht beobachtet. Wurzeltyp A ist an der charakteristischen schwarzen Senkrechtstreifung, die er den Wurzelhorizonten verleiht, leicht erkennbar.

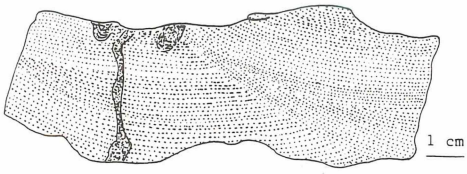


Abb. 14: Rippelschrägschichtung und biogene Sedimentstrukturen (?phytogen/?zoogen) im „Wealdensandstein"; Profil A 3, 25,50—26,00 m.

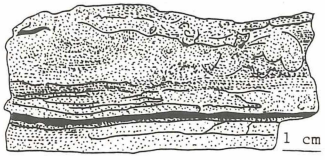


Abb. 15: Lamination (wellig bis knotig) im „Wealdensandstein"; Profil A 3, 0,90—1,60 m.

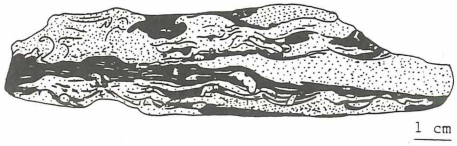


Abb. 16: Lamination (wellig bis knotig; flaserig) und Synaeresерisse im „Wealdensandstein"; Profil A 3, 4,26—4,76 m.

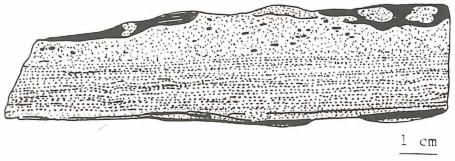
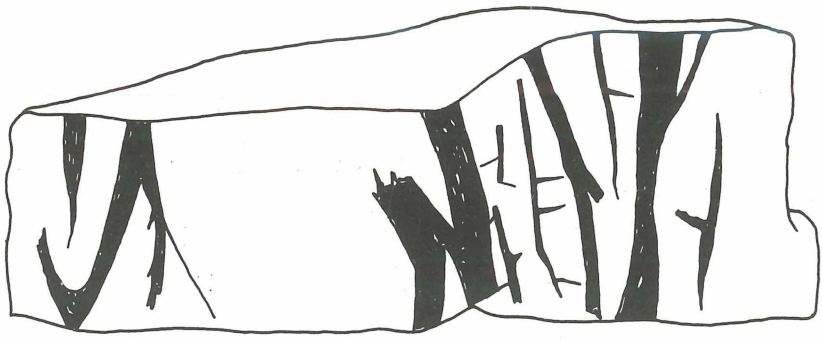


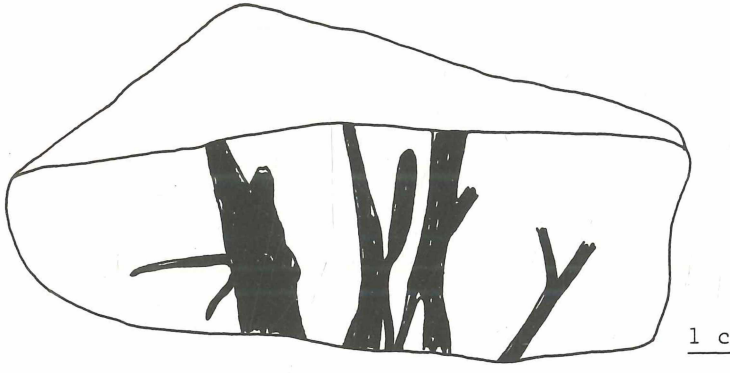
Abb. 17: Lamination (horizontal) und Synaerese-Risse im „Wealdensandstein"; Profil A 3, 1,60—2,70 m.

Der Wurzeltyp B wurde nur in einer Schicht (Profil A 3, 8,80—10,10 m) beobachtet (s. Abb. 21, 22). In rippelschräggeschichtetem, wellig laminiertem Silt-/Feinsandstein mit typischem Deformationsgefüge, mit Schwemmhölzern und häufigen kohlig erhaltenen Farnwedel-Abdrücken kommen diese dünnen (ca. 1 mm), wellig verlaufenden Wurzeln vor, die die Schichtung schräg schneiden und von einem mehr oder weniger punktförmigen, nur ungenau lokalisierbaren Zentrum dunkler kohliger Substanz ausgehen. Nur in der Nähe des Zentrums verlaufen sie manchmal nahezu schichtparallel. Der Wurzelkörper erscheint insgesamt spitzkegelig.

Als Wurzeltyp C wurde ein Rhizomfragment bezeichnet, das in einem Wurzelhorizont des Typs A in Profil A 3, Schicht 21,10—22,40 m gefunden wurde (s. Abb. 23). Von einem breiten, bandförmig flachen Strang, der schichtparallel verläuft, und dessen Erhaltung auf die ursprünglich holzige, festere Umhüllung hinweist, zweigen rechtwinkelig millimeterdünne, sich nach unten verjüngende Wurzeln von ungefähr 2 cm Länge ab.

Durchwurzelung kann in den Siltsteinen, aber auch in manchen Sandsteinbänken vereinzelt auftreten, das heißt, die Wurzelbahnen stehen nicht so dicht, daß man von einem Wurzel-





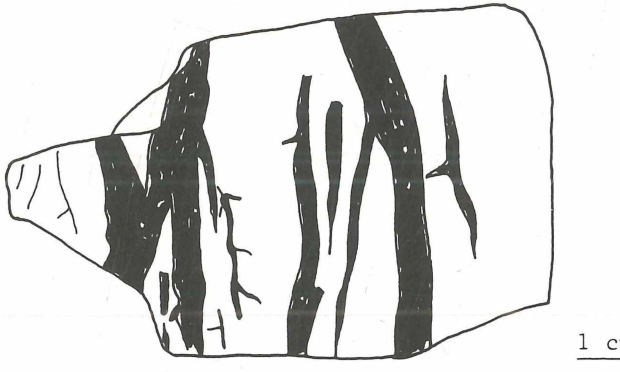
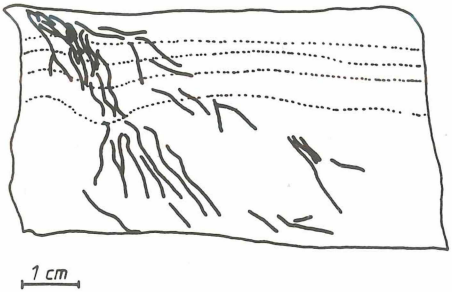


Abb. 18, 19 und 20: Durchwurzelung (Typ A) im „Wealdensandstein"; Profil A 3, 5,25—5,76 m.



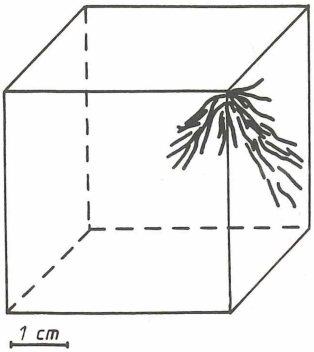


Abb. 21 und 22: Durchwurzelung (Typ B) im „Wealdensandstein"; Profil A 3, 8,80—10,10 m.

boden sprechen kann. Für diese Art der lockeren Durchwurzelung (Wurzel-„Führung") wurde kein Wurzeltyp beschrieben.

4.5. RESTE VON MOLLUSKEN IM SEDIMENT

Mollusken hinterließen in den untersuchten Sedimenten nur wenige, schwer identifizierbare Spuren ihrer Lebensweise.

In Profil A 3, Schichten 0,90—1,60 m und 8,26—8,56 m, wurden homogene Sand-/Siltfüllungen von rundlich-ovalen Hohlräumen gefunden, die als autochthone Verfüllungen von Muschelschalen in situ gedeutet werden können. Die Schalen der Muscheln sind vollständig weggelöst und die Schalenhohlräume ebenfalls verfüllt. Die Hohlraumfüllung besteht aus dem gleichen Material, wie das umgebende Sediment, lediglich eine geringe Farbabweichung macht die Erkennung der Struktur möglich.

Häufiger wurden Mollusken eingeschwemmt und liegen dann in unterschiedlichen Erhaltungen vor. In den Feinsandsteinen kommen zuweilen Hohlräume, Abdrücke und Steinkerne von Muscheln, selten auch Schnecken vor, die regellos eingestreut sind. Es treten auch Lagen von Schalenhohlräumen und Steinkernen auf, in denen die Exemplare eingekippt sind (s. Abb. 8).

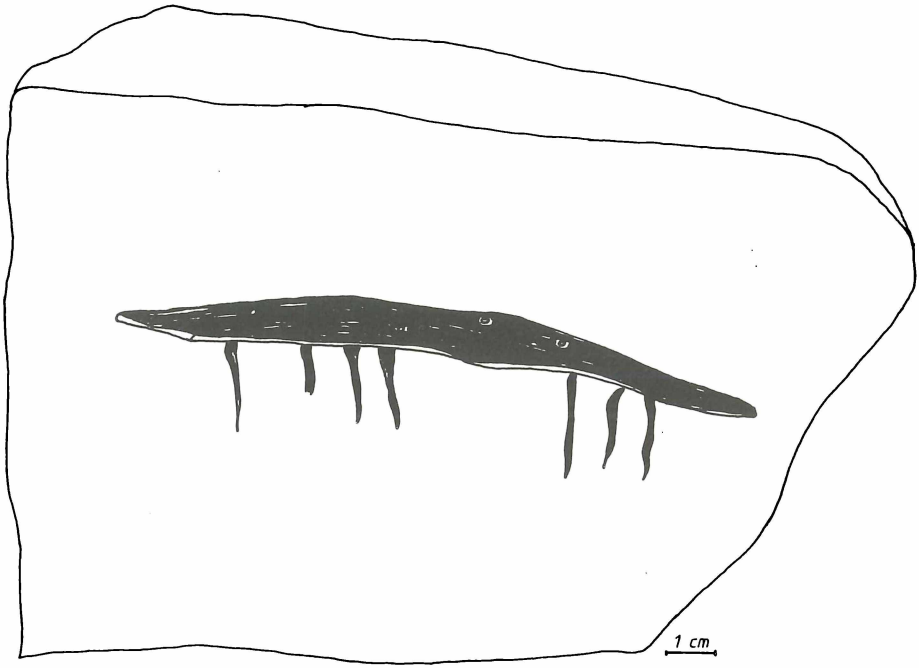


Abb. 23: Durchwurzelung (Typ C) im „Wealdensandstein"; Profil A 3, 22,00—22,40 m.

In den Silt- und Tonsteinen treten auf Schichtflächen nicht-kalkige Anreicherungen von oft doppelklappigen Muscheln sowie Ostrakoden auf. Schalen und Bruchschill von Muscheln und Schnecken kommen in den Silt- und Tonsteinen auch in Form von harten, kalkigen Bänken (s. Abb. 24, 25) vor. Dünne Bänke mit Muscheln in nicht-kalkiger Erhaltung fallen nur wegen der dichtgepackten Schalenhohlräume auf, während die harten Schillkalkbänkchen wegen ihrer Verwitterungsresistenz und helleren Farbe stark hervortreten.

In den Feinsandsteinen und in den wellig laminierten Silt-/Feinsandsteinen sind Mollusken insgesamt gesehen nicht häufig. Darüber können auch einige Bänke, in denen Mollusken lagenweise vorkommen, nicht hinwegtäuschen. In den dunklen Ton-/Siltsteinen sowohl im Liegenden und Hangenden der sandigen Abfolge, als auch in den zwischenlagernden Bereichen (Profil A 3: Schichten 5,76—6,86 m; 6,86—8,26 m; 8,56—8,80 m; 11,20—12,70 m; 24,00—25,50 m), sind Mollusken wesentlich stärker vertreten. Schillkalke sind allerdings beschränkt auf die Ton-/Siltsteine der Profile A 1, A 6 und A 7.

5. GLIEDERUNG UND DEUTUNG DER ABFOLGE

Die Abfolge der Profile A 1 bis A 7 (s. Abb. 28), die sich über einen großen Teil des „Unteren Wealden" erstreckt, kann zwanglos in sechs Abschnitte untergliedert werden, die sich sedimentologisch in auffallender Weise unterscheiden. Die Benennung der sechs Abschnitte ist so gewählt, daß sich der Trend der Korngrößenentwicklung der gesamten Abfolge darin widerspiegelt (s. Abb. 26).

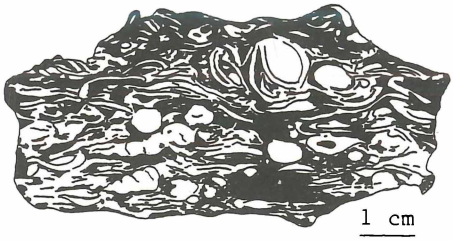




Abb. 24 und 25: Schillkalke mit Procerithium und Neomiodon; Profil A 6, 1,27—1,38 m.

Vom Liegenden zum Hangenden wird unterschieden:

1. Tonstein/Siltstein-Folge (Profil A 1: 0—2,30 m)
2. Siltstein/Tonstein-Folge mit Neomiodon-Schillkalken und Konkretionslagen (Profil A 1: 2,30—29,20 m)
3. Siltstein-Folge mit Feinsandstein-Einschaltungen (Profil A 1: 29,20—34,05 m; Profil A 2: 0—4,45 m)
4. Feinsandstein-Folge mit zwischengelagerten Silt- und Tonsteinen (Profil A 3: 0—26,00 m)
5. Tonstein/Siltstein-Folge mit Procerithium-Schillkalken und Konkretionslagen (Profil A 6: 0—2,13 m; Profil A 7: 0—19,95 m)
6. Feinsandstein-Folge mit zwischengelagerten Silt- und Tonsteinen und Kohleflözen

Weitere Unterteilungen nach sedimentologischen Gesichtspunkten werden nicht gemacht, um einer faziellen Deutung der einzelnen Schichten nicht vorzugreifen.

Die sechsfache Gliederung der Abfolge nach der Korngrößenentwicklung ist eine Verfeinerung der alten lithostratigraphischen, allein nach kartiergeologischen Gesichtspunkten aufgestellten Gliederung von HAACK (1930).

Neue Gliederung	Alte Gliederung
6. Feinsand-Folge mit zwischengelagerten Silt- und Tonsteinen und Kohleflözen	4. Flözführende Sandsteine
5. Tonstein/Siltstein-Folge mit Procerithium-Schillkalken und Konkretionslagen	3. Obere schiefrige Tone

Neue Gliederung	Alte Gliederung
4. Feinsandstein-Folge mit zwischengelagerten Silt- und Tonsteinen	2. Wealdensandstein
3. Siltsandstein-Folge mit Feinsandstein-Einschaltungen	1. Untere schiefrige Tone
2. Siltstein/Tonstein-Folge mit Neomiodon-Schillkalken und Konkretionslagen	
1. Tonstein/Siltstein-Folge	

Der zweifache Wechsel von tonigen zu sandigen Abfolgen im „Unteren Wealden" von Borgloh/Kloster-Oesede mit allmählichen Übergängen vor allem im unterem Teil zeigt zweifellos, daß hier zwei aufeinanderfolgende coarsening-upward-Sequenzen vorliegen (s. Abb. 26 und Abb. 28).

Die Schichtbeschreibung der Profile A 1, A 2, A 3, A 6 und A 7 macht aber deutlich, daß das coarsening-upward nicht über den Feinsandbereich hinausgeht. Es fehlen die grobsandigen bis konglomeratischen, schräggeschichteten „Spitzen". Die Gesteine der Abfolge sind insgesamt sehr feinkörnig und daher sedimentologisch schwer zu interpretieren. Generell gelten aber nach SELLEY (1970 a), ELLIOT (1986), GALLOWAY & HOBDAY (1983) und MIALL (1981) unvollständige, mehrfach übereinanderfolgende coarsening-upward-Sequenzen als deutliche Hinweise auf deltaische Sedimentkörper.

Durchwurzelung und Kohlevorkommen in den Sandsteinen von Borgloh/Kloster-Oesede, sowie deren lobater Mächtigkeitsverlauf gaben schon frühzeitig Anlaß, diese als deltaisch, oder zumindest limnisch-fluviatil, beziehungsweise ästuarin zu deuten (DUNKER 1846, KAUENHOWEN 1927, WAGNER 1952, ARNOLD & THIERMANN 1967, KEMPER 1973, KELLER 1977, GRAUPNER 1980).

Die Bestätigung der alten, im Grunde postulierten Delta-Theorien für den „Wealden" Nordwestdeutschlands mit Hilfe von coarsening-upward-Sequenzen scheiterte bisher an fehlenden Nachweisen für derartige Abfolgen.

6. ZUORDNUNG VON ABSCHNITTEN UND EINZELNEN BÄNKEN DER ABFOLGE ZU VERSCHIEDENEN DELTA-(SUB)ENVIRONMENTS

6.1. „TONSTEIN/SILTSTEIN-FOLGE" UND „SILTSTEIN/TONSTEIN-FOLGE MIT NEOMIODON-SCHILLKALKEN UND KONKRETIONSLAGEN"

Die „Tonstein/Siltstein-Folge" und die daraus hervorgehende „Siltstein/Tonstein-Folge mit Neomiodon-Schillkalken und Konkretionslagen" sind charakterisiert durch intensive Siltstreifung, ausgeprägte Lamination bei mäßiger bis manchmal sehr guter Spaltbarkeit, fast völlig fehlende benthische Bioturbation und Schwemmlagen von Ostrakoden und Mollusken. Siltstreifung und Schillkalke sprechen dafür, daß die tonige "background"-Sedimentation häufig durch distale Suspensionsströme oder -wolken und quasi-turbiditische Schill-Einspülungen unterbrochen wurde. Die Schillkalkbänkchen sind aus Bruchschill und regellos gelagerten Schalenklappen von Mollusken aufgebaut. Neben den Ostrakoden finden sich auf Schichtflächen häufig zusammengeschwemmte, doppelklappig erhaltene Muscheln, deren Transportweg nicht sehr weit und turbulent gewesen sein kann. Die Fauna

(Cypridea, Neomiodon und Viviparus) zeigt unzweifelhaft limnisch bis brackische Verhältnisse an (HUCKRIEDE 1967).

Das ausschließliche Auftreten von Sideritkonkretionen, die bevorzugt in nicht-marinen Gewässern gebildet werden (PELZER 1982, HO & COLEMAN 1969), steht damit in Einklang.

Die oben genannten Merkmale erlauben, die „Tonstein/Siltstein-Folge" und die „Siltstein/Tonstein-Folge mit Neomiodon-Schillkalken und Konkretionslagen" als Ablagerungen des Prodelta-Bereichs anzusprechen (s. Abb. 26). SCRUTON (1960) beschreibt eine ähnliche Abfolge als "prodelta-silty-clays".

6.2. SILTSTEIN-FOLGE MIT FEINSANDSTEIN-EINSCHALTUNGEN

Die prodelta-silty clays gehen mit zunehmendem Siltgehalt in die „Siltstein-Folge mit Feinsandstein-Einschaltungen" über. Die Feinsandstein-Einschaltungen nehmen hangend an Häufigkeit und Mächtigkeit allmählich zu, die Schichtdicken gehen jedoch über 7 cm nicht hinaus. In den Schichten zwischen 2,10—4,45 m des Profils A 2 nimmt der Sandgehalt dann sprunghaft zu, sodaß die obersten Schichten (ab 2,90 m bis 4,45 m) als siltiger Feinsandstein vorliegen. Die Feinsandsteine sind nicht mehr auf Suspensionsströme zurückzuführen, sondern auf regelrechte Schüttungen. Darauf weisen Sedimentstrukturen wie wellig bis flaserige Lamination, Rippelschrägschichtung und Deformationsgefüge, sowie Muschelschalen und Pflanzendetritus hin. Die aus den prodelta-silty clays hervorgehenden Siltsteine mit zunehmendem Feinsandgehalt und Feinsandsteinlagen können nach MIALL (1981) und REINECK & SINGH (1980) als typische distal bar-Sedimente mit nach oben zunehmenden Einschaltungen von feinsandigen frontal splays (GALLOWAY & HOBDAY 1983) interpretiert werden (s. Abb. 26).

6.3. FEINSANDSTEIN-FOLGE MIT ZWISCHENGELAGERTEN SILT- UND TONSTEINEN

Die „Feinsandstein-Folge mit zwischengelagerten Silt- und Tonsteinen" kann nicht insgesamt einem Delta(sub)environment zugesprochen werden, dafür ist ihre lithologische und sedimentstrukturelle Zusammensetzung zu vielfältig.

Die Sedimentstrukturen der mittel- bis dickbankigen Feinsandsteine (Rippelschrägschichtung, Deformationsgefüge, wellige bis knotige, oft zu Flaserbildung neigende Lamination, Durchwurzelung), sowie der hohe Gehalt an pflanzlichem Detritus und Schwemmhölzern sprechen für eine schnelle Sedimentation aus unterschiedlich stark strömendem Wasser. Die zwischengelagerten dunklen, laminierten Ton-/Siltsteine mit Mollusken, die bis zu 1,5 m mächtig und nach oben zunehmend feinsandig werden, stellen Produkte einer vergleichsweise langsamen Sedimentation in interdistributären Stillwasser-Bereichen dar.

Die Deutung der einzelnen Schichten und Bänke ist nicht immer zweifelsfrei möglich. In Profil A 3 (0—2,70 m) gehen die Feinsandsteine mit Sedimentstrukturen wie Rippelschrägschichtung und Deformationsgefüge sowie welliger bis flaseriger Lamination direkt aus der distal bar hervor. Pflanzendetritus ist häufig und sowohl feinverteilt als auch auf Schichtflächen angereichert. Hohlräume und Steinkerne von Mollusken kommen vor, sind aber weder häufig, noch in irgendeiner Weise geregelt eingelagert. Bioturbation wurde nicht beobachtet.

Alle diese Merkmale deuten auf eine sehr hohe Sedimentationsrate im Mündungsbereich einer Rinne, wo durch die plötzliche Herabsetzung der Strömungsgeschwindigkeit die grobe, hier maximal feinsandige Flußfracht abgelagert wird.

Obwohl so typische Strukturen wie Schrägschichtung kaum, und gas heave-Strukturen (COLEMAN, GAGLIANO & WEBB 1964) überhaupt nicht nachgewiesen wurden, liegt es doch nahe, die Schichten von 0—2,70 m im Profil A 3 als eine fast 3 m mächtige distributary mouth bar zu deuten.

Der Profilbereich von 2,70—5,76 m (Profil A 3) kann als Produkt einer typischen levee-Sedimentation gedeutet werden. Dafür sprechen die häufigen Wechsel zwischen toniger und siltig-feinsandiger Sedimentation (COLEMAN & GAGLIANO (1965), COLEMAN, GAGLIANO & WEBB (1964), ELLIOT (1986)). Diese alternierende Sedimentation wird durch wechselnde Wasserstände und Überspülung mit sandbefrachtetem Wasser, beziehungsweise Bedeckung mit tontrüber Suspension verursacht. Typisch für levees sind weiterhin intensiv wellig laminierte Feinsande, stark durchwurzelte Horizonte, Sedimentstrukturen wie Rippelschrägschichtung und Deformationsgefüge (loading, Synaerese-Risse) und letztlich die Schwemmhölzer in den Profilbereichen von 3,86—4,26 m und 4,26—5,76 m (Profil A 3).

Belastungsstrukturen, die bis hin zu convulsion gehen, können ebenso wie Synaerese-Risse in levees entstehen — aufgrund der Dichte-/Porositätsunterschiede in den wechselnden Ton- und Silt-/Feinsandsteinlagen bei schwankender Wassersättigung, die bis hin zum Trockenfallen gehen kann.

Gegen die Interpretation des Profilbereichs von 2,70—5,76 m (Profil A 3) als levee-Sequenz spricht deren Mächtigkeit (ungefähr 3 m). COLEMAN, GAGLIANO & WEBB (1964) geben für levees, die Hauptrinnen begrenzen, 5 Fuß (180 cm) als maximale Mächtigkeit an. In der vorliegenden Abfolge wurden aber große Rinnen in keinem Fall beobachtet. Vermutlich sind in der levee-Sequenz dieses Bereichs auch crevasse splays enthalten. Crevasse splays können durchaus ähnlich strukturiert sein (Rippelschrägschichtung, Durchwurzelung, Schwemmhölzer) und sind genetisch mit levees, die sie überlagern, oder in die sie sich einschneiden, verbunden.

Über der Levee-Sequenz folgt ein dunkler, laminierter Tonstein, der nach COLEMAN & GAGLIANO (1965), COLEMAN, GAGLIANO & WEBB (1964), ELLIOT (1986), GALLOWAY & HOBDAY (1983) und REINECK & SINGH (1980) wegen seiner relativ geringen Mächtigkeit (1 m) und der Position über der levee/crevasse splay-Sequenz dem interdistributären Bereich zugeordnet wird, obwohl so typische Merkmale wie Bioturbation und Mollusken offensichtlich kaum vertreten sind.

Der Tonstein geht über in zunehmend feinsandigen, wellig laminierten bis flaserigen, an Muscheln reichen Siltstein (Profil A 3, 6,86—8,26 m), der auch noch im interdistributären Bereich zur Ablagerung kam. Der zunehmende Sandgehalt dieser Schicht spricht für kontinuierliche „Versandung" durch crevassing und overbank-flooding der interdistributären Depression und ist somit ein Beispiel für die beständig aktive environment-Verschiebung auf der Delta-Fläche.

Der Profilbereich von 8,26—8,56 m (Profil A 3) geht kontinuierlich aus dem Liegenden hervor. Obwohl die wellige bis flaserige Lamination, die Deformationsgefüge und sideritische Krusten für ein levee-Sediment sprechen, ist diese Deutung wegen der Position dieser Schicht zwischen liegenden interdistributären Sedimenten und der im Hangenden folgenden Rinne fraglich.

Die hangende Schicht (8,56—8,80 m, Profil A 3) wird aufgrund des raschen Auskeilens nach wenigen Metern als feinkörnige, siltige Rinnenfüllung gedeutet. Flache Rinnen mit ausschließlich siltig-toniger Verfüllung sind für den deltaischen Ablagerungsraum nicht beschrieben. Für kleine Rinnen werden vielmehr die gleichen Sedimentationsprozesse und Sedimenttypen angenommen, wie für große (COLEMAN & GAGLIANO 1965).

GALLOWAY & HOBDAY (1983) erwähnen, daß sogenannte splay channels durch sporadisch eingespültes suspension-load-Sediment verfüllt werden können. Diese Vorstellung scheint gut geeignet, die flachen und schmalen, siltig-tonigen Rinnenfüllungen der Abfolge zu erklären.

Die Schichten des Profilbereichs von 8,80—10,10 m (Profil A 3) werden wiederum als levee-Sedimente gedeutet. Zusätzlich zu den typischen Merkmalen wie wellige bis flaserige Lamination, Rippelschrägschichtung, intensive Gefügedeformation, Durchwurzelung (Typ B), Schwemmhölzern und Pflanzendetritus treten hier häufig Blätter oder Wedel von Farnen auf.

Der folgende, rippelschräggeschichtete, schwach durchwurzelte Feinsandstein (10,10—11,20 m, Profil A 3) mit dünnen tonigen Lamellen läßt sich in Anlehnung an ELLIOT (1986) und GALLOWAY & HOBDAY (1983) als crevasse splay-Sediment deuten. Dafür sprechen die Bankung (mittel- bis dickbankig) und der relativ scharfe Kontakt mit dem levee im Liegenden.

Der crevasse splay-Sand wird von einem deutlich auskeilenden, 1,5 m mächtigen, siltigen Rinnensediment (11,20—12,70 m, Profil A 3) überlagert, das nach oben stark tonig wird, und gelbbraune Sideritisierungsflecken zeigt. Es repräsentiert möglicherweise die Füllung eines splay channels im Sinne von GALLOWAY & HOBDAY (1983).

Die folgenden Schichten (12,70—20,70 m, Profil A 3) stellen etwa 8 m mächtige mouth bar-typische Sedimente dar. Die Sedimentstrukturen (Rippelschrägschichtung, Deformationsgefüge, wellig bis flaserige Lamination) dieser dünn- bis dickbankigen, wechselnd harten, bankweise quarzitisierten Feinsandsteine weisen analog zu den beschriebenen Schichten von 0—2,70 m (Profil A 3) deutlich darauf hin. Die große laterale Kontinuität dieser Feinsandsteine läßt sich aus ihrem Auftreten in zwei 400 Meter weiter östlich gelegenen kleinen Aufschlüssen nachweisen. Die Schichten der dort aufgenommenen Profile A 4 und A 5 lassen sich mit denen von Profil A 3 trotz der vergleichsweise großen Entfernung parallelisieren. In den Profilen A 4 und A 5 schaltet sich eine weitere siltige Rinnenfüllung in die Feinsandsteine ein.

Wegen der relativ geringen Mächtigkeiten beeinflußt das flache Auskeilen der Rinnen den Mächtigkeitsverlauf der sandigen Abfolge kaum. Das Auskeilen wird schon durch geringe Mächtigkeitsschwankungen der Sandkörper kompensiert. Bei 20,70—21,10 m im Profil A 3 schaltet sich eine weitere siltige Rinne mit Schwemmhölzern an der Basis in die Sande ein.

Bei den Schichten von 21,10—25,50 m (Profil A 3) handelt es sich um zwei, jeweils ca. 1,40 m mächtige bankige bis massige Sandsteine, arm an primären Sedimentstrukturen, reich an feinverteiltem Pflanzendetritus, die durch einen brandschieferartigen, dunklen Tonstein getrennt sind. Dieser Tonstein steht im Liegenden mit einem 40 cm mächtigen Wurzelboden in Verbindung. Der Top des zweiten Sandsteinkörpers ist wiederum intensiv durchwurzelt und von 1,5 m dunklem, muschelreichem Tonstein überlagert. Die Konstellation „massiger Sandstein, Top intensiv durchwurzelt — dunkler Tonstein — massiger Sandstein, Schwemmhölzer an der Basis, Top intensiv durchwurzelt — dunkler Tonstein" macht die Deutung als distale crevasse splay-Sande, die sich mit Tonen des (dicht bewachsenen) interdistributären Bereichs verzahnen, am wahrscheinlichsten.

Die sandige mouth bar-/levee-/crevasse splay-Sedimentation der Delta-Fläche findet ihren Abschluß mit 0,50 m rippelschräggeschichtetem Feinsandstein (25,50—26,00 m), der lagenweise Muscheln führt. Die in Abb. 14 dargestellten Strukturen können weder als zoogene, noch als phytogene Bioturbation befriedigend gedeutet werden. Vermutlich handelt es sich hier um einen, wegen der ausgeprägten Rippelschrägschichtung proximaleren crevasse splay-Sand, der die interdistributäre Sedimentation beendet.

Nach einigen Metern von siltig-feinsandigen Übergangsschichten mit abnehmendem Sandgehalt und sowohl seltener, als auch dünner werdenden Feinsandstein-Einschaltungen mit häufigen Steinkernen und Hohlräumen von Muscheln, folgen ungefähr 60 m mächtige, dunkle Ton-/Siltsteine („Tonstein/Siltstein-Folge mit Procerithium-Schillkalken und Konkretionslagen".

Die oben beschriebene „Feinsandstein-Folge mit zwischengelagerten Silt- und Tonsteinen" (0—26,00 m, Profil A 3) besteht vom Liegenden zum Hangenden aus folgend zusammengefaßter delta plain-Sequenz (von oben nach unten):

— crevasse splay (25,50—26,00 m)
— interdistributary (24,00—25,50 m)
— crevasse splay (21,10—24,00 m)
— channel (20,70—21,10 m)
— mouth bar (12,70—20,70 m)
— channel/splay channel (11,20—12,70m)
— crevasse splay (10,10—11,20 m)
— levee (8,80—10,10 m)
— channel/splay channel (8,56—8,80 m)
— ?levee (8,26—8,56 m)
— interdistributary (nach oben crevasse splay?) (6,86—8,26 m)
— interdistributary (5,76—6,86 m)
— levee/crevasse splay (2,70—5,76 m)
— mouth bar (0—2,70 m)

Diese Sequenz kann als zweifache mouth bar progradation angesehen werden, d. h. die delta plain-Sequenz, die auf die erste mouth bar (= delta front) folgte, wird von einer erneut progradierenden mouth bar unterbrochen, auf die wieder eine delta plain-Sequenz folgt.

6.4. TONSTEIN/SILTSTEIN-FOLGE MIT PROCERITHIUM-SCHILLKALKEN UND KONKRETIONSLAGEN

Die relativ eintönigen Sedimente der „Tonstein/Siltstein-Folge mit Procerithium-Schillkalken und Konkretionslagen" (Profil A 7), s. Abb. 26, sind erneut durch Siltstreifung und/oder Farbbänderung und Schillkalke, sowie sideritische Konkretionslagen charakterisiert. Die Unterschiede zu den liegenden Schichten der „Tonstein/Siltstein-Folge", der „Siltstein/Tonstein-Folge mit Neomiodon-Schillkalken und Konkretionslagen" und der „Siltstein-Folge mit Feinsandstein-Einschaltungen" (= „Untere schiefrige Tone" insgesamt) sind die folgenden:

— Die Mächtigkeit der Abfolge ist ungefähr doppelt so groß (60—67 m).
— Schillkalkbänkchen kommen relativ häufig vor, sind aber nur selten von dicht aufeinander folgenden, dünnen Schillkalken über- und unterlagert.
— Schillkalke enthalten häufig Steinkerne von Procerithium.
— Konkretionslagen sind häufiger.
— Ostrakoden wurden ausschließlich im unteren Bereich (Profil A 6) beobachtet.
— Siltige Lagen in der oberen Folge (Profil A 7) sind dicker und enthalten oft dichtgepackte Hohlräume von Muschelschalen.

Schnecken der Gattung Procerithium weisen nach HUCKRIEDE (1967) auf brakkisch-marine Einflüsse hin. Auf die Salztoleranz der Procerithidae und auf das auch limnische Vorkommen der Metacerithium strombiforme (SCHLOTH.) (= „Glauconia") weist schon KEMPER (1973) hin. Schnecken vom Procerithium-Typ

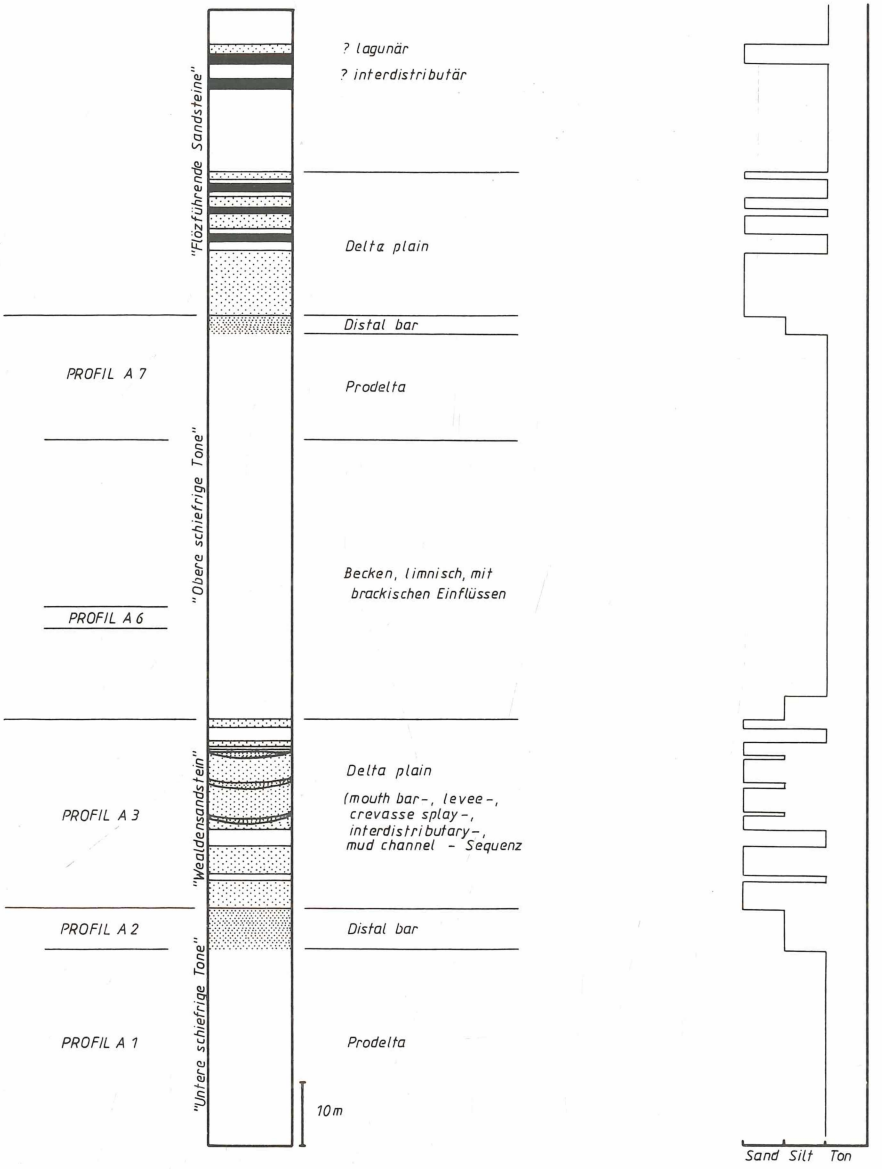


Abb. 26: Schematisierte Darstellung (mit Position der bearbeiteten Profile, Deutung der Abfolge und Darstellung der coarsening-upward-Entwicklung) der Abfolge von Borgloh/Kloster-Oesede.

sind im „Unteren Wealden" zwar häufig, als Nachweis für marine Ingressionen scheinen sie aber nur bedingt tauglich.

In den obersten 20 m dieser Folge (Profil A 7) wird der zunehmende Siltgehalt als Hinweis auf den zunehmenden Prodelta-Charakter der limnisch-brackischen Schichten angesehen. Eine distal bar-Sedimentation ist in dieser zweiten, mächtigen tonig-siltigen Sequenz (s. Abb. 26) nur unbedeutend ausgebildet. Ihr entsprechen nur die 0,50 m feinsandigen Siltsteine im Profilbereich von 19,45—19,95 m (Profil A 7).

6.5. FEINSANDSTEIN-FOLGE MIT ZWISCHENGELAGERTEN SILT- UND TONSTEINEN UND KOHLEFLÖZEN

Die sich anschließende, aber nicht aufgeschlossene „Feinsandstein-Folge mit zwischengelagerten Silt- und Tonsteinen und Kohleflözen" stellt ein zweites Maximum progradierender Delta-Sedimentation dar (s. Abb. 26). Aus den vorhandenen Literaturdaten über diese „Flözführenden Sandsteine" läßt sich die detaillierte Environment-Interpretation nicht fortsetzen, da Angaben über Sedimentstrukturen, Wurzelhorizonte und Lithologie der Schichten fehlen.

Wichtig ist, daß es auf dem erneut progradierenden Delta nun mehrfach zur Kohlebildung kam, und zwar in unterschiedlichen Milieus. Die beiden Flöze „Unterbank" und „Oberbank" entstanden auf Sandsteinkörpern. Ob diese nun levees oder crevasse splays waren, läßt sich nicht ermitteln. Die beiden oberen Flöze „Schmalebank" und „Dickebank" werden von Tonstein unterlagert. Kohlebildende Vegetation besiedelte also sowohl Sandflächen, als auch interdistributäre Räume.

Die „Flözführenden Sandsteine" werden von dunklen, tonigen Beckensedimenten des „Oberen Wealden" überlagert, die nicht marin, sondern limnisch, mit höchstens brackischen Einflüssen (KEMPER 1973) sind. In einer Baugrube auf der Iburger Straße, zwischen km 6,4 und km 6,3 (r ^{34}41830/h ^{57}83970) waren sehr dunkle, fast schwarze, sehr fein laminierte, „papierdünn" spaltende (Blätter-)Tonsteine (Schwarzschiefer) zu beobachten.

7. BEMERKUNGEN ZUR ZYKLIZITÄT

Der lithologisch-sedimentologische Befund der Abfolge von Borgloh/Kloster-Oesede läßt vermuten, daß die deltaische Sedimentation einer zyklischen Gesetzmäßigkeit unterworfen war.

Der auffällige Wechsel von dunklen Ton-/Siltsteinen und Feinsandsteinen („Untere schiefrige Tone", „Wealdensandstein", „Obere schiefrige Tone", „Flözführende Sandsteine", Blättertonsteine des „Oberen Wealden") kann als Hauptzyklus (zweifacher coarsening-upward-Zyklus) angesehen werden (s. Abb. 26). Innerhalb dieses Hauptzyklus können mehrere Subzyklen identifiziert werden:

a) Die auffällige Wechselfolge von Ton-/Siltsteinen (insterdistributär und (?splay)-channel), Feinsandstein (mouth bar and crevasse splay) und wellig laminiertem Feinsandstein mit Durchwurzelung (levee und crevasse splay) innerhalb des „Wealdensandsteins".

b) Die deutliche zweifache mouth bar progradation innerhalb des „Wealdensandsteins".

c) Die Wechselfolge von Feinsandstein, Ton-/Siltstein und Kohleflözen innerhalb der „Flözführenden Sandsteine".

Die Hauptzyklizität läßt sich durchaus mit wechselnden Intensitäten der Beckenabsenkung bzw. mit Schwankungen des Wasserspiegels erklären. Die Subzyklizität läßt sich als Folge

der horizontalen und vertikalen environment-Verschiebungen (channel-switching, Schwankungen der Materialanlieferung, Schwankungen der Wasserführung der channels) im delta plain-Bereich erklären.

Zyklische Delta-Sedimentation wurde zum Beispiel beschrieben von SCRUTON (1960), COLEMAN & GAGLIANO (1965), ELLIOT (1986), GALLOWAY & HOBDAY (1983), MIALL (1981) und SELLEY (1970 a, b).

ERKWOH, KNAUFF & WORTMANN (1964) beschreiben eine ausgeprägte Zyklizität im Wealdenprofil von Isenstedt, Kreis Lübbecke (Westf.). Zyklizität läßt sich also auch in der tonigen Beckenfazies nachweisen. Als Ursachen dafür dürften Salinitätsschwankungen, kurzzeitige marine Ingressionen, sowie damit verbundene stabile Wasserschichtung eine Rolle gespielt haben.

8. DISKUSSION DES DELTA-TYPS

In der Literatur (REINECK & SINGH, 1980, ELLIOT 1986, GALLOWAY & HOBDAY 1983, MIALL 1981) werden von rezenten Delta-Bildungen drei Delta-Typen abgeleitet (s. Abb. 27). Diese drei (fluvial dominated, wave dominated, tide dominated) werden als Endglieder einer mehr oder weniger kontinuierlichen Reihe aufgefaßt, in die sich alle bekannten rezenten Delta-Bildungen je nach dem Muster der auf sie einwirkenden Material-Transportmechanismen einordnen lassen.

In wave- und tide dominated Deltas ist der Einfluß des Flußsystems auf das environment (Ablagerungsbedingungen und Sedimentstrukturen) mehr oder weniger stark überprägt durch Wellen, Gezeiten- und andere Strömungen oder sogar Wind (MIALL 1981).

Die Unterscheidung zwischen den drei Delta-Typen erfolgt vornehmlich mit Hilfe der räumlichen Beziehungen zwischen Küstenverlauf, den Orten maximaler Sandanhäufung und dem Muster der sedimentumlagernden Strömungen, und ist deshalb mehr für rezente Deltas geeignet. In Delta-Sedimenten der geologischen Vergangenheit steht für die Deutung meist nur das lithologische und sedimentstrukturelle Inventar einer vertikalen Abfolge zur Verfügung.

MIALL (1981) macht an drei konstruierten Abfolgen die generellen Unterschiede zwischen den Ablagerungen von fluvial-, wave- und tide dominated Deltas klar (s. Abb. 27), weist aber ausdrücklich darauf hin, daß Abfolgen gleichen Typs in Bezug auf Mächtigkeit und Häufigkeit zyklischer Wiederholung meist einer großen Variabilität unterliegen.

Das Delta von Borgloh/Kloster-Oesede ist mit Sicherheit kein tide dominated Delta. Die bei MIALL (1981) angegebenen Merkmale für tide dominated Deltas (s. Abb. 27) wie stark aufgearbeitete tidal sand ridges mit Erosionsdiskordanzen und lag deposits, tidal channel-Sedimente mit herringbone cross-bedding und lag deposits sowie mächtige, zoogen bioturbate tidal flat-Sedimente wurden nicht beobachtet. Die häufige Durchwurzelung und das ausgeprägte coarsening-upward der Abfolge von Borgloh/Kloster-Oesede sind völlig untypisch für tide dominated Deltas.

Wave dominated Deltas sind zwar durch coarsening-upward charakterisiert, weitere Merkmale wie mehrfach übereinanderlagernde Strandwälle (stacked beach ridges) wurden jedoch im Delta von Borgloh/Kloster-Oesede nicht beobachtet. In wave dominated Deltas beherrschen coastal barriers einen Großteil der Abfolge (s. Abb. 27). Wie in tide dominated Deltas beschränkt sich auch in wave dominated Deltas Durchwurzelung auf siltig-tonige Delta-Marsch-Sedimente am Top der gesamten Abfolge. Auch in dieser Hinsicht unterscheidet sich das Delta von Borgloh/Kloster-Oesede deutlich von wave- oder tide dominated Deltas.

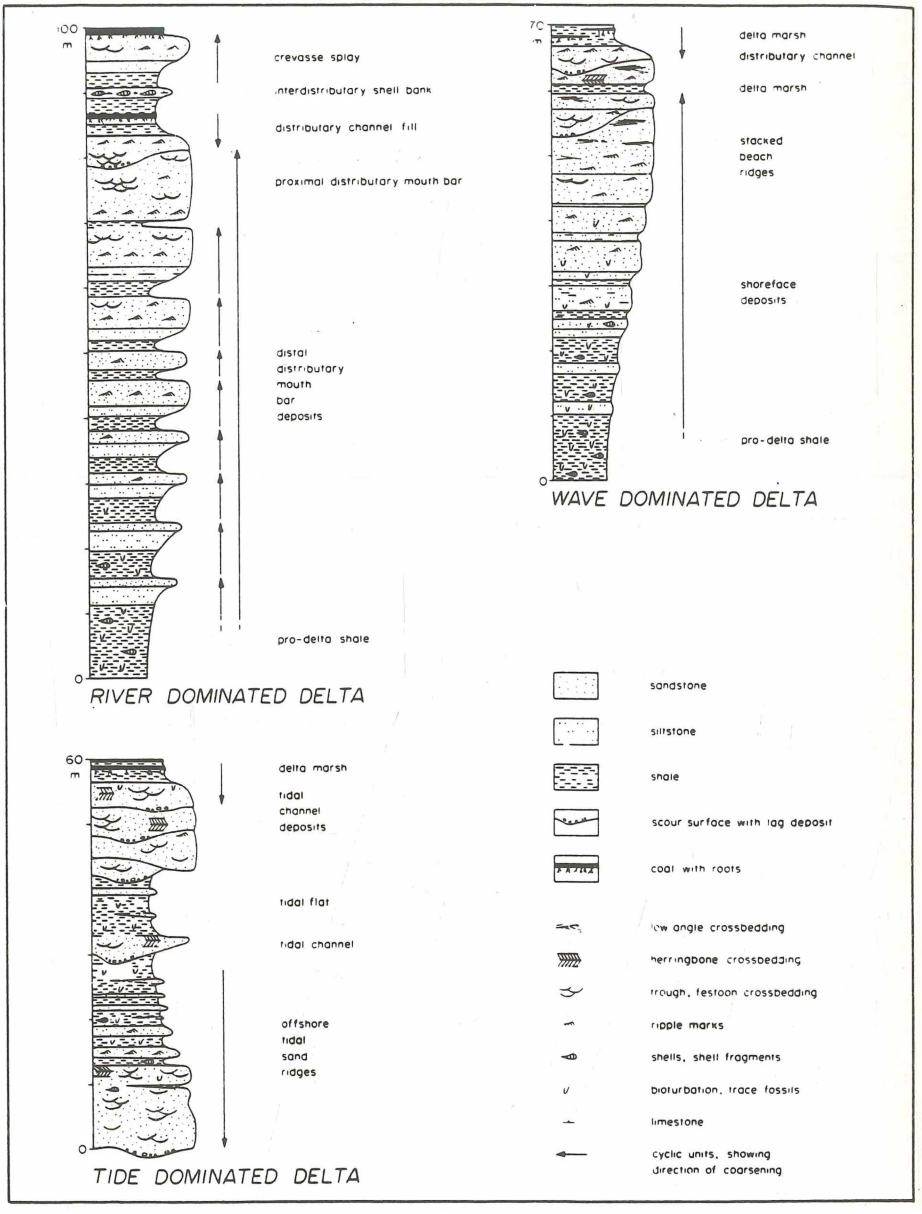


Abb. 27: Vergleichende Gegenüberstellung von schematisierten Abfolgen der drei Delta-Typen nach MIALL (1981); aus: MIALL (1981).

Das Niedersächsische Becken als kleines limnisch-brackisches Nebenmeer dürfte weder durch Gezeitenströme, noch durch Wellenschlag nennenswert beeinflußt worden sein, sodaß die Delta-Typen wave- und tide dominated schon deshalb kaum in Frage kommen.

Unter Berücksichtigung der beschriebenen, sehr deutlichen Abweichungen der Abfolge von Borgloh/Kloster-Oesede vom typischen wave- oder tide dominated Delta, fällt es um so leichter, die vorhandenen Merkmale als charakteristisch für ein fluvial dominated Delta zu bewerten. Die ausgeprägt progradierenden coarsening-upward-Trends von prodelta- über distal bar-Sedimente hin zu mouth bar-Sanden und einer Delta-Fläche mit levee-, crevasse splay-, (?splay)channel- und Interdistributär-Sedimenten sprechen nach MIALL (1981) unzweifelhaft für ein fluvial (river) dominated Delta.

Weitere eindeutige Hinweise auf eine vorwiegend river dominated Delta-Sedimentation sind

a) häufige, dichte Durchwurzelung
b) Kohleflöze in der oberen Delta-plain-Sequenz
c) typische Delta-plain-Sequenzen (z. B. sandige Verfüllung interdistributärer Räume mit abschließender sandiger Top-Lage)
d) die beschriebene „geschachtelte" (Sub-)Zyklizität (laterale Environment-Verschiebung, "Channel-Switching").
e) limnische Prodelta-Sedimente
f) limnische Beckensedimente (mit brackischen Einflüssen)
g) Sedimentstrukturen wie Rippelschrägschichtung, Deformations-(Belastungsgefüge), Synaerese-Risse, wellig bis knotige, zu Flaserbildung neigende Lamination
h) hoher Gehalt an Pflanzendetritus und Schwemmhölzern
i) geringer Gehalt an Mollusken in Sandsteinen; hoher Gehalt an Mollusken in Ton-/Siltsteinen des interdistributären Subenvironments und des Beckens.

DANKSAGUNG

Die Herren Dr. V. WILDE, zur Zeit am Forschungsinstitut Senckenberg, Frankfurt, und Dr. G. PELZER, Labor für Geoanalytik, Hildesheim, haben die vorliegende Arbeit in gemeinsamen Geländebegehungen und zahlreichen Diskussionen begleitet und durch ihre Kenntnis der Wealdenfazies wesentlich bereichert. Für ihre unschätzbare Hilfe sei ihnen hiermit gedankt.

9. LITERATURVERZEICHNIS

BESSIN, B. (1929): Die Paläogeographie der Unteren Kreide in Norddeutschland. — Die Naturwissenschaften, **17** (46): 883—890, 3 Abb.; Berlin.

BOIGK, H. (1968): Gedanken zur Entwicklung des Niedersächsischen Tektogens. — Geol. Jb., **85:** 861—900, 11 Abb., 1 Taf.; Hannover.

BURST, J. F. (1965): Subaqueously formed shrinkage cracks in clay. — J. Sed. Petrol., **35:** 348—353, 6 Abb.; Tulsa/Okl.

COLEMAN, J. & GAGLIANO, S. M. (1965): Sedimentary structures: Mississippi River Deltaic Plain. — In: MIDDLETON, G. V.: Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation. — Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ., **12:** 133—148, 9 Abb., 1 Tab.; Tulsa/Okl.

—, — & WEBB, J. E. (1964): Minor sedimentary structures in a prograding distributary. — Marine Geol., **1:** 240—258, 5 Abb., 5 Taf.; Amsterdam.

DUNKER, W. (1846): Monographie der Norddeutschen Wealdenbildung. Ein Beitrag zur Geognosie und Naturgeschichte der Vorwelt. — 86 S., 21 Taf.; Braunschweig (Oehme & Müller).

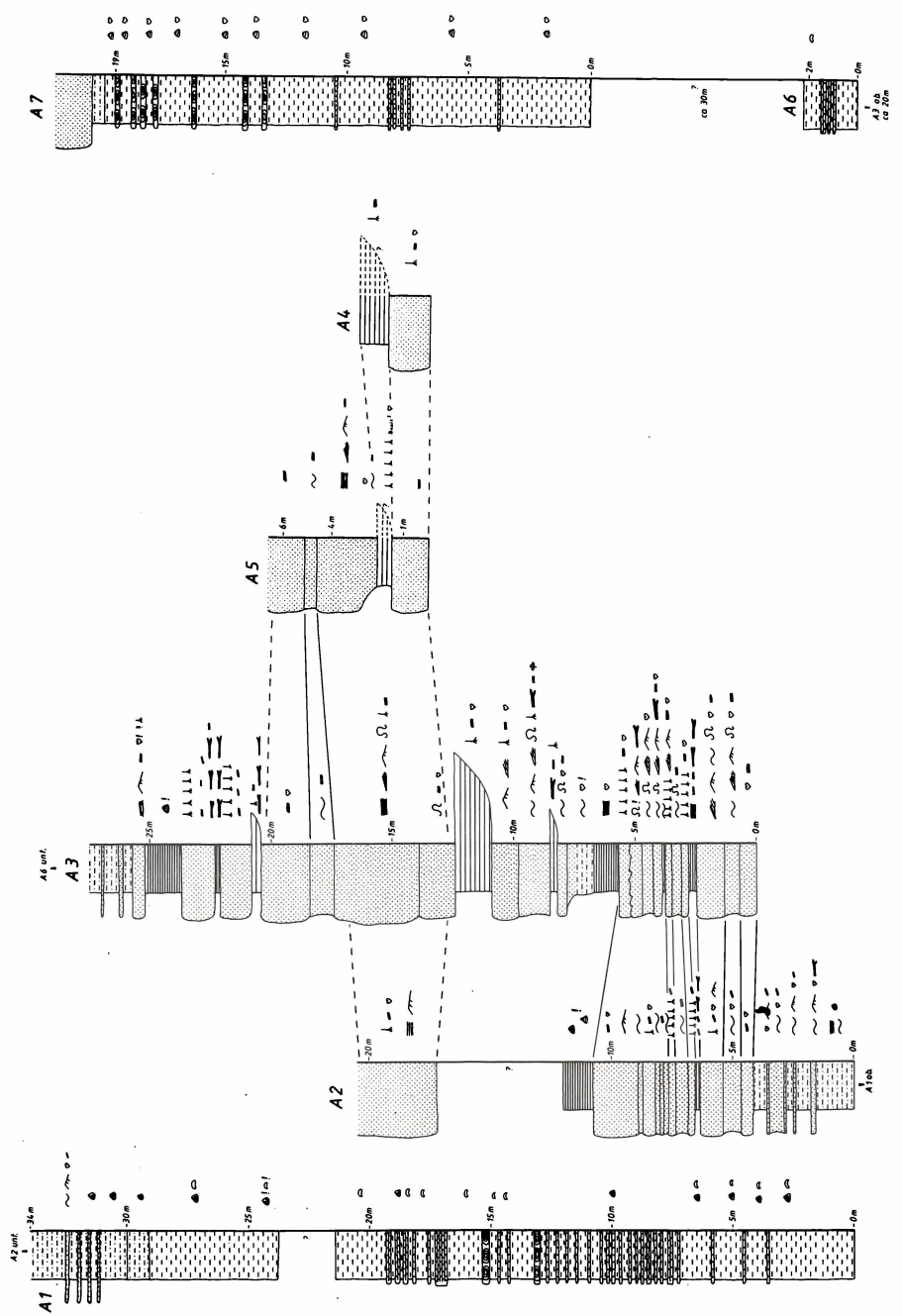
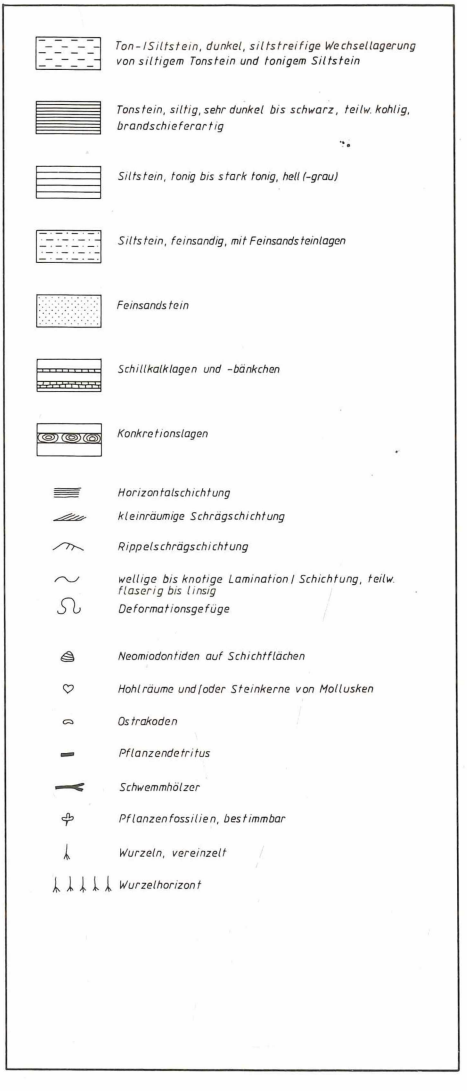


Abb. 28: Übersichtsprofile A 1 bis A 7 des „Unteren Wealden" (excl. „Flözführende Sandsteine") von Borgloh/Kloster-Oesede.



Legende zu Abb. 28.

ELLIOT, T. (1986): Deltas. — In: READING, H. G. (ed.): Sedimentary environments and facies: 113—154, 47 Abb.; Oxford (Blackwell).

ERKWOH, F.-D., KNAUFF, W. & WORTMANN, H. (1964): Das Wealdenprofil von Isenstedt, Kreis Lübbecke (Westf.). — Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **7:** 383—402, 4 Abb., 3 Taf., 1 Tab.; Krefeld.

GALLOWAY, W. E. & HOBDAY, D. K. (1983): Terrigenous clastic depositional systems. Applications to petroleum, coal and uranium exploration. — 423 S., 237 Abb.; New York, Berlin, Heidelberg, Tokyo (Springer).

GRAUPNER, A. (1980): Der Berrias-Steinkohlenbergbau in Niedersachsen 1945—1963. — Veröff. Niedersächs. Inst. Landeskde. Landesentw. Univ. Gött., **116:** 184 S., 11 Abb.; Göttingen.

HAACK, W. (1930): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern. Blatt Schledehausen Nr. 2012 (3715), 93 S., 1 Abb., 1 Kt.; Berlin (Preuß. geol. L.-Anst.).

— (1930): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern. Blatt Osnabrück Nr. 2011 (3714), 95 S., 5 Abb., 1 Kt.; Berlin (Preuß. geol. L.-Anst.).

— (1930): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern. Blatt Iburg Nr. 2079 (3814), 95 S., 7 Abb., 1 Kt.; Berlin (Preuß. geol. L.-Anst.).

HO, G. & COLEMAN, J. M. (1969): Consolidation and cementation of recent sediments in the Atchafalaya Basin. — Bull. geol. Soc. Am., **80:** 183—192; Tulsa/Okl.

HUCKRIEDE, R. (1967): Molluskenfaunen mit limnischen und brackischen Elementen aus Jura, Serpulit und Wealden NW-Deutschlands und ihre paläogeographische Bedeutung. — Beih. Geol. Jb., **67:** 263 S., 32 Abb., 25 Taf.; Hannover.

JÜRGENS, U. (1972): Sedimentologie der Wealden-Sandsteine im Hannoverschen Bergland (NW-Deutschland). — Diss. Univ. Hamburg, 164 S., 34 Abb., 12 Tab., 19 Taf.

KAUENHOWEN, W. (1927): Die Faziesverhältnisse und ihre Beziehungen zur Erdölbildung an der Wende Jura — Kreide in Nordwestdeutschland. — N. Jb. Miner. Geol. Paläont., Beil. Bd. **58** B: 215—272, 1 Abb., 1 Taf.; Stuttgart.

KAUFMANN, R. (1977): Sedimentologie des Wealdens auf der SW-Flanke des Rehburger Sattels (Niedersachsen). — Dipl. Arb. TU Braunschweig, 144 S., 29 Abb.

KELLER, G. (1977): Die geologische Entwicklung des Osnabrücker Gebietes während der Unterkreidezeit. — 21 S., 3 Abb.; Osnabrück (Wenner).

KEMPER, E. (1973): Das Berrias (tiefe Unterkreide) in NW-Deutschland. — Geol. Jb., A **9:** 47—67, 1 Abb., 2 Tab.; Hannover.

— (1979): Die Unterkreide Nordwestdeutschlands. Ein Überblick. — Aspekte der Kreide Europas, I.U.G.S., Ser. A, **6:** 1—9, 3 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.

LILL, K. (1988): Geologische und sedimentologische Untersuchungen im Berrias von Borgloh/Kloster Oesede (Osnabrücker Hügelland, Niedersachsen). — Unveröff. Dipl. Arb. Univ. Göttingen; 186 S., 42 Abb., 13 Taf. mit 24 Abb., 2 Beil. (Kt. u. Profilz.).

MESTWERDT, A. (1930): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Preußen und benachbarten deutschen Ländern. Blatt Borgholzhausen Nr. 2080 (3815), 84 S., 5 Abb., 1 Kt.; Berlin (Preuß. geol. L.-Anst.).

MIALL, A. D. (1981): Deltas. In: WALKER, R. G. (Hrsg.): Facies models. — Geol. Ass. Can., Repr. Ser. **1:** 43—56, 13 Abb.; Toronto/Ont.

PELZER, G. (1982): Sedimentologische und palynologische Untersuchungen in der Wealdenfazies (Bückeberg-Formation) des Osterwaldes, Hannoversches Bergland. — Unveröff. Dipl. Arb. Univ. Göttingen; 164 S., 30 Abb., 6 Taf., 4 Anl.

— (1987): Transition from fluvial to littoral environments in the Wealden facies (lowermost Cretaceous) of Northwest Germany. — IVthSymp. Mesozoic Terrestrial Ecosystems (SMTE) Short Papers, 179—183, 3 Abb.

— (1988): Sedimentologie und Palynologie der Wealden-Fazies im Hannoverschen Bergland. — Unveröff. Diss. Univ. Göttingen); 299 S. (+ 56 S. Anhang), 155 Abb., 8 Taf.

REINECK, H. E. & SINGH, I. B. (1980): Depositional sedimentary environments. — 549 S., 683 Abb.; Berlin, Heidelberg, New York (Springer).

ROHDE, P. (1902): Geschichte der Steinkohlenförderung im Amt Iburg. — Mitt. Ver. Gesch. u. Landeskde Osnabrück, **27:** 38—193; Osnabrück.

SCHOTT, W. (1968): Nordwestdeutsches Wealdenbecken und Ostseebecken. — Geol. Jb., **85:** 919—940, 1 Abb., 2 Taf.; Hannover.

SCRUTON, P. C. (1960): Delta building and the deltaic sequence. — In: SHEPARD, F. P. (ed.): Recent Sediments, Northwest Gulf of Mexico. — Tulsa/Okl. (Amer. Assoc. Petrol. Geol.)

SELLEY, R. C. (1970 a): Ancient sedimentary environments. — 237 S.; London (Chapman and Hall.

— (1970 b): Studies of sequence in sediments using a simple mathematical device. — Q. J. geol. Soc. Lond., **125** (für 1969): 557—581, 6 Abb.; London.

SORUSCH, R. (1981): Geologische Kartierung des Wealden zwischen Oesede und Borgloh (S-Niedersachsen). — Dipl. Kart. Univ. Münster, 40 S., 19 Abb., 1 Kt.

VAN STRAATEN, L. M. J. U. (1959): Minor structures of some recent littoral and neritic sediments. — Geol. en Mijnbouw, **21:** 197—216, 24 Abb.; 'S-Gravenhage.

WILDE, V. (1981): Geologische Kartierung des Harrl bei Bückeburg. — Dipl. Kart. Univ. Münster, 97 S., 35 Abb.

WOLBURG, J. (1959): Die Cyprideen des NW-deutschen Wealden. — Senck. leth., **40** (3/4): 223—315, 27 Abb., 5 Taf.; Frankfurt/M.

Manuskript eingegangen: 14. 7. 1989

Anschriften der Autoren: Dipl. Geol. KARSTEN LILL
Kardinal-Bertram-Straße 20, D — 3200 Hildesheim

Prof. Dr. WALTER RIEGEL
Institut und Museum für Geologie und Paläontologie
der Georg-August-Universität Göttingen; Goldschmidtstraße 3,
D-3400 Göttingen

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Berichte der Naturhistorischen Gesellschaft Hannover

Jahr/Year: 1991

Band/Volume: 133

Autor(en)/Author(s): Lill Karsten, Riegel Walter

Artikel/Article: Ein fluviatil-dominiertes Delta im „Unteren Wealden" (Berrias 3, Bückeberg-Folge) von Borgloh/Kloster-Oesede (Osnabrücker Hügelland, Niedersachsen) 221-255