| Ber. Naturhist. Ges. Hannover | 134 | 117–133 | Hannover 1992 |
|---|---|---|---|

# Die Ablagerungen der oberkretazischen Walbeck-Formation im oberen Allertalgraben (Stratigraphie, Sedimentologie, Palynologie)

von

WILFRIED KRUTZSCH und ANDREAS PROKOPH

mit 5 Abbildungen

Keywords: Cretaceous(Upper), Campanian, Maastrichtian, palynomorpha, lithology, diapirism, sea level changes

Allertalzone, North Germany, Walbeck

K u r z f a s s u n g : Die klastische kretazische Walbeck-Formation (oberes Allertal, Norddeutschland) ist sedimentologisch und palynologisch untersucht und mit den oberkretazischen Ablagerungen des Beienroder Beckens (Niedersachsen) verglichen worden. Die Walbeck- Formation (Untermaastricht) besteht aus zwei ca. 60m mächtigen ästuarinen und fluviatilen Quarzsandkörpern, in die ca. 50m mächtige limnisch-fluviatile Tone und Sande eingeschaltet sind. Eine Reihe von Rinnen, Einpressungen und synsedimentären Rutschkörpern sind Indizien für synsedimentäre Salztektonik. Sedimente mit flachmarinem Campan befinden sich im Liegenden. Sie wurden mit den Ablagerungen westlich des Lappwaldes korreliert (Beienrode-Formation). Die Walbecker Schichtenfolge wurde syn- und postsedimentär mehrfach durch NNE- SSW und NW- SE streichende Störungen verstellt. Marine Ingressionen und fazielle Veränderungen sind mit Meeresspiegelschwankungen und halokinetisch bedingter Subsidenz verbunden. Ebenfalls besitzen die Walbecker Sedimente das reichste bisher beschriebene palynologische Artenspektrum des kontinentalen Maastricht in Mitteleuropa, mit dessen Hilfe die klimatischen Verhältnisse rekonstruiert werden konnten.

S u m m a r y : **The Deposits of the Upper Cretaceous Walbeck-Formation in the Upper Aller-Valley (Stratigraphy, Sedimentology, Palynology).** – Sedimentology and palynology of the siliciclastic Cretaceous Walbeck-Formation (Upper Aller-Valley, Northern Germany) were investigated and compared with the Upper Cretaceous sediments of the Beienrode Basin (Lower Saxony). The Walbeck-Formation (Lower Maastrichtian) consists of two estuarine and fluviatile quartz sand bodies of about 60 m thickness. They contain lacustrine-fluviatile muds and sands of about 50 m thickness. Some channels, injections and synsedimentary slides indicate synsedimentary salt tectonics. Campanian shallow-marine sediments underlie the basal formation. They were correlated with the sediments west of the Lappwald (Beienrode Formation). The Walbeck-Formation was synsedimentarily tilted by several NNE- and NW- striking faults. Marine ingressions and facies changes are connected with sea level changes and halokinetically caused subsidence. In addition, the Walbeck-Formation contains the richest palynological spectrum of species ever described in the continental Maastrichtian in Middle Europe. It was used to reconstruct the climatic conditions.

**Inhaltsverzeichnis**

1. Einleitung . . . . . 118
2. Regionalgeologische Situation . . . . . 118
3. Die Sedimentation bei Walbeck-Weferlingen ( A. PROKOPH) . . . . . 120
3.1. Allgemeines . . . . . 120
3.2. Tektonik und Lagerungsverhältnisse . . . . . 121
3.3. Die Lithologie der oberkretazischen Einheiten . . . . . 121
3.3.1. Coniac . . . . . 121
3.3.2. Campan . . . . . 122
3.3.3. Untermaastricht . . . . . 123
3.3.4. Floren- und Klimaanalyse und Biostratigraphie (W.KRUTZSCH) . . . . . 125
3.3.5. Faziesgeschichte und Entwicklungsdynamik (A.PROKOPH) . . . . . 128
4. Literatur . . . . . 131

## 1. EINLEITUNG

Die ersten Untersuchungen an den Sandlagerstätten erfolgten nach der Kartierung durch SCHMIERER 1914. Die Walbecker Sande wurden damals jedoch dem Tertiär zugeordnet und mit den Helmstedter Ablagerungen parallelisiert.

Die kretazische Schichtenfolge im Hangenden des Allertaldiapirs wurde von BLUM (1976, 1984) untersucht und stratigraphisch gegliedert. Sedimentologische ( GLAPA 1973) und palynologische Untersuchungen (KRUTZSCH & MIBUS 1973) liefen parallel und revidierten das Alter der Walbecker Sande auf Untermaastricht. Im Zusammenhang mit der Gutachtung des Endlagers für radioaktive Stoffe in Morsleben wurde die Strukturentwicklung der Allertalzone untersucht, wobei die Beziehungen zwischen regionaler Tektonik, Salinartektonik und Sedimentationsverlauf im Mittelpunkt standen (JUBITZ 1987, 1991). Weitere geologische Untersuchungen werden zur Zeit unter der Leitung von D. LOTSCH (Berlin) durchgeführt. Erstmals wurden die Ablagerungen des Campan und Untermaastricht westlich des Lappwaldes im Beienroder Becken (Niedersachsen) und in der Allertalzone miteinander verglichen (NIEBUHR 1990, PROKOPH 1990). NIEBUHR & ERNST (1992) postulierten die Bezeichnungen Beienrode-Formation für die campanen und Walbeck-Formation für die Maastrichtsedimente westlich und östlich der Lappwaldmulde. Bei der Durchführung und Korrelation der Arbeiten haben sowohl in fachlicher als auch organisatorischer Hinsicht Prof. K.-A. TRÖGER (BA Freiberg) und Prof. G. ERNST ( FU Berlin) geholfen, wofür ihnen gedankt wird. Besonders fruchtbar wirkten sich dabei die gemeinsamen Feldbegehungen mit Frau Dipl.-Geol. B. NIEBUHR (FU Berlin) aus. Geochemische Untersuchungen an den Quarzsanden wurden von Dr. J.GÖTZE an der Bergakademie Freiberg durchgeführt, für dessen Unterstützung ebenfalls gedankt wird.

## 2. REGIONALGEOLOGISCHE SITUATION

Die kretazischen Ablagerungen von Walbeck-Weferlingen befinden sich in der Allertalstörungzone an der Nordwestflanke des Subherzynen Beckens ( MAY 1955, RUSKE 1963, BLUM 1976, 1984). Diese Störungszone wird durch die Lappwaldmulde und die Weferlingen- Schönebecker Triasplatte begrenzt (Abb 1). Die Allertalzone selbst wurde als Lineament an der Karbon/Perm-Grenze rheinisch streichend angelegt und war seither ein sensibler tektonischer Bereich mit etappenweisem Diapirismus (JUBITZ 1987). So führten erste

Salzbewegungen im Mittelkeuper zur Ausbildung geringmächtiger Halitlager im Bereich der Lappwaldmulde. Bis zur Jura/Kreide-Grenze bildeten sich neue salztektonisch hevorgerufene Störungen entlang der beiden NNW- SSE- streichenden Grabenrandstörungen. Durch eine Aktivierung der SW- Graben-Randstörung an der Grenze Jura/Kreide verstärkte sich die Salzbewegung mit Einkippung der Schichten im Hangenden des Diapirdaches (Caprock) mit ca 20° nach Südwest (JUBITZ 1987). Die Allertalzone ist durch SSW- NNE- streichende Querstörungen in Blöcke zerteilt. Dank der besonderen tektonischen Situation sind die Walbecker Gruben die einzigen Oberflächenaufschlüsse von Kreidesedimenten im oberen Allertal.

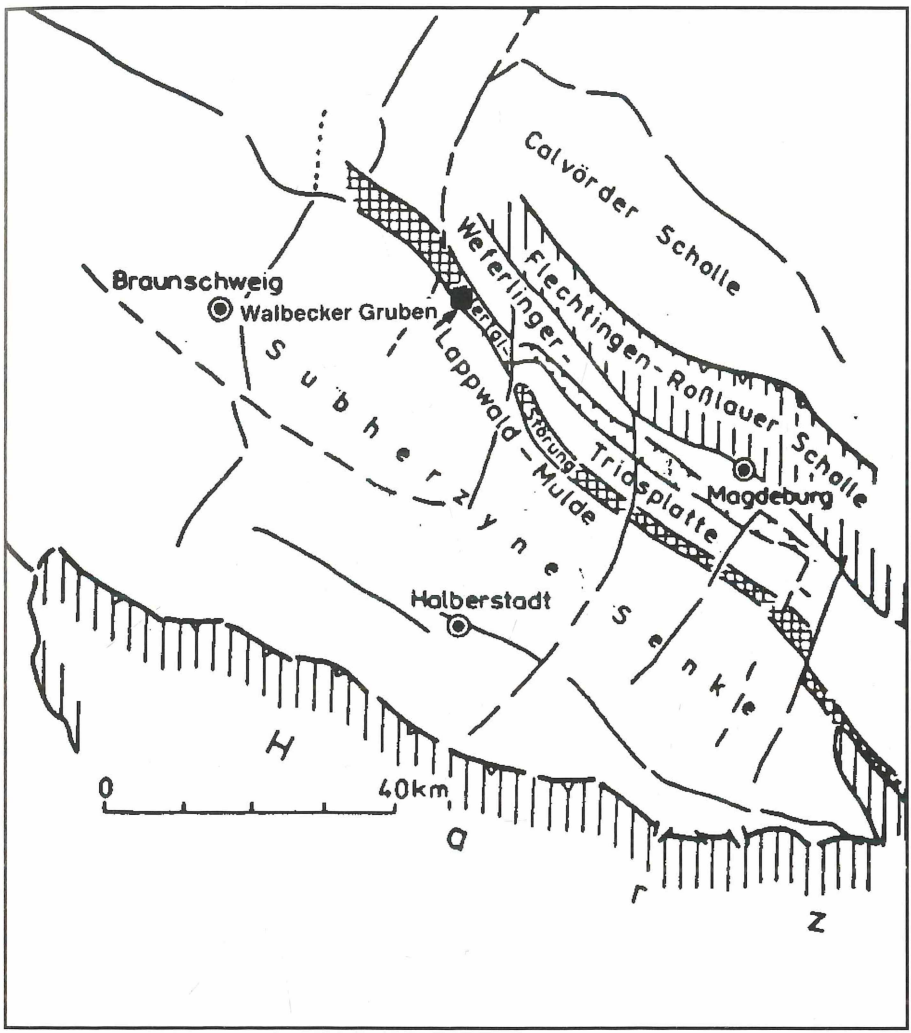



Abb. 1: Strukturkarte des oberen Allertalgrabens mit Untersuchungsgebiet (Weferlinger Quarzsandgruben, nach JUBITZ et al. 1991)

# 3. DIE SEDIMENTATION BEI WALBECK-WEFERLINGEN (A. PROKOPH)

## 3.1. Allgemeines

Die Untersuchungen basieren auf Kartierbefunden und der Auswertung von über 50 Bohrungsberichten.

Die Bedeckung des Allertaldiapirs besteht aus einer bis zu 350m mächtigen Folge mit lückenhaften Sedimenten des Keuper, Lias und der Oberkreide. Die kretazischen Schichten werden von Tonmergeln des Coniac (nur temporär aufgeschlossen), von glaukonitführenden Kalk-

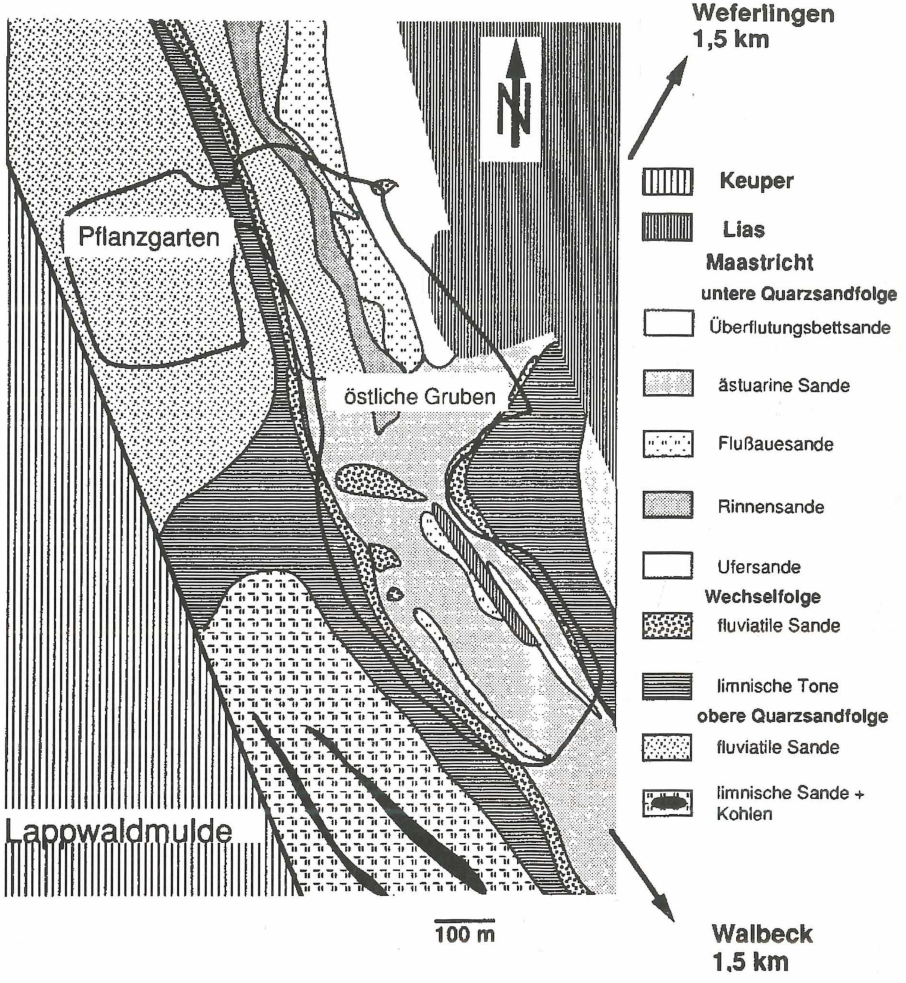



Abb.2: Geologische Karte der Quarzsandgruben von Weferlingen (ohne tertiäre und quartäre Bedeckung)

sanden und Konglomeraten des Campan und unverfestigten Quarzsanden, Kohlesanden, Kiesen, Sanden und Tonen des Maastricht gebildet (Abb.2). Die Maastrichtsedimente sind in zwei Gruben (östliche Grube mit Unterer Quarzsandfolge, Grube „Pflanzgarten mit Oberer Quarzsandfolge) aufgeschlossen. Im Südwesten ist eine weiteres Vorkommen der Oberen Quarzsandfolge erkundet worden, es wird jedoch noch nicht abgebaut. Eine komplette Abfolge ist jedoch vollständig auch in keiner einzelnen Bohrung nachgewiesen worden.

Die ältesten aufgeschlossenen Schichten liegen am NW- Rand des Grubenfeldes (Lias 1+2). und fallen mit 60° nach WSW ein. In NW- SE streichenden Einschuppungen im Zentrum des Grubenfeldes gibt es ebenfalls stark deformierte jurassische Schichten.

Der Großteil des östlichen Grubenfeldes besteht aus 30- 80m mächtigen ästuarinen und fluviatilen hellen Ablagerungen der Walbeck- Formation. Einzelne Mikrodiapire, Flußrinnen, Emersionshorizonte und Rutschkörper differenzieren das Ablagerungsbild. Eine limnisch-fluviatile Abfolge ist an den Grubenrändern und im Durchbruch zum Pflanzgarten aufgeschlossen. Sie besteht aus einer bis ca. 50m mächtigen Wechsellagerung von Konglomeraten, Sanden, Schluffen und Tonen. Trogförmig schräggeschichtete Quarzsande (im westlichen Grubenfeld „Pflanzgarten") und weiter südlich liegende kohleführende Tone und Sande (westliches Bohrfeld) bilden die jüngsten Kreidesedimente. Sie lagern diskordant auf der Wechselfolge. Vereinzelt existieren noch Relikte tertiärer Sedimentation (kohlige Quarzite). Pleistozäne und holozäne Kiese, Sande und Torfe mit bis 5m Mächtigkeit bilden den Abschluß der Schichtenfolge.

### 3.2. Tektonik und Lagerungsverhältnisse

Der Allertalgraben wird nach Südwesten durch die Lappwaldstörung begrenzt, bei der Schichten des Keuper auf kretazische Schichten geschoben sind. Im Nordosten wird die Walbeck-Formation an einem 60°-70° nach WSW einfallenden Störungssystem abgeschnitten (Abb.3). Sämtliche NNW- SSE – streichenden Störungen fallen steil ein (70°). Sie wurden weitestgehend präsedimentär angelegt und zeichnen ein diskontinuierliches von SW- nach NE verlaufendes Salzabwandern nach. Sowohl die Strömungsrichtung als auch Deformationsstrukturen, wie Spaltendiapire und Rutschungen, folgen deren Verlauf. Außer den parallelen Grabenrandstörungen existieren 5 solcher Störungssysteme. Im Mittelteil der östlichen Grube gleichen synsedimentär gerutsche Blöcke Aufpressungen von Lias-Tonen gravitativ aus.

Querstörungen jüngeren Alters (Alttertiär) zerscheren das Schollenfeld noch weiter. Sie gliedern das Grubenfeld in Hoch- und Tiefschollen und versetzen das nördliche Grubenfeld gegenüber dem südlichem um ca. 30 m. Diese Störungen bewirkten auch das postsedimentäre Heben, Senken und Einkippen von Schollenteilen. Im Zusammenhang mit diesen Schollenkippungen stehen Aufschiebungen im Ostteil der südlichen Grube und gravitatives Gleiten von siltreichen Kohlesanden in obere Teile der unteren Quarzsandfolge. Die gesamte kretazische Schichtenfolge fällt mit 20° nach SW ein, so daß von NE nach SW die anstehenden Schichten jünger werden.

### 3.3. Die Lithologie der oberkretazischen Einheiten

3.3.1. Coniac

Pelagische Tonmergel (hellgrau, rotgeflammt) sind die ältesten nachgewiesenen kretazischen Ablagerungen. Sie waren kurzzeitig in einem 15 m langen Diapir im „Pflanzgarten" aufgeschlossen. Die Mikrofauna ist sehr divers, die planktonischen Foraminiferen (*Globotruncana* sp. u.a.) lassen aber eine exaktere Zonierung dieser Schicht nicht zu. Die vollständige Fossilliste liegt bei Prof. K.-A. TRÖGER (BA Freiberg/Sa.).

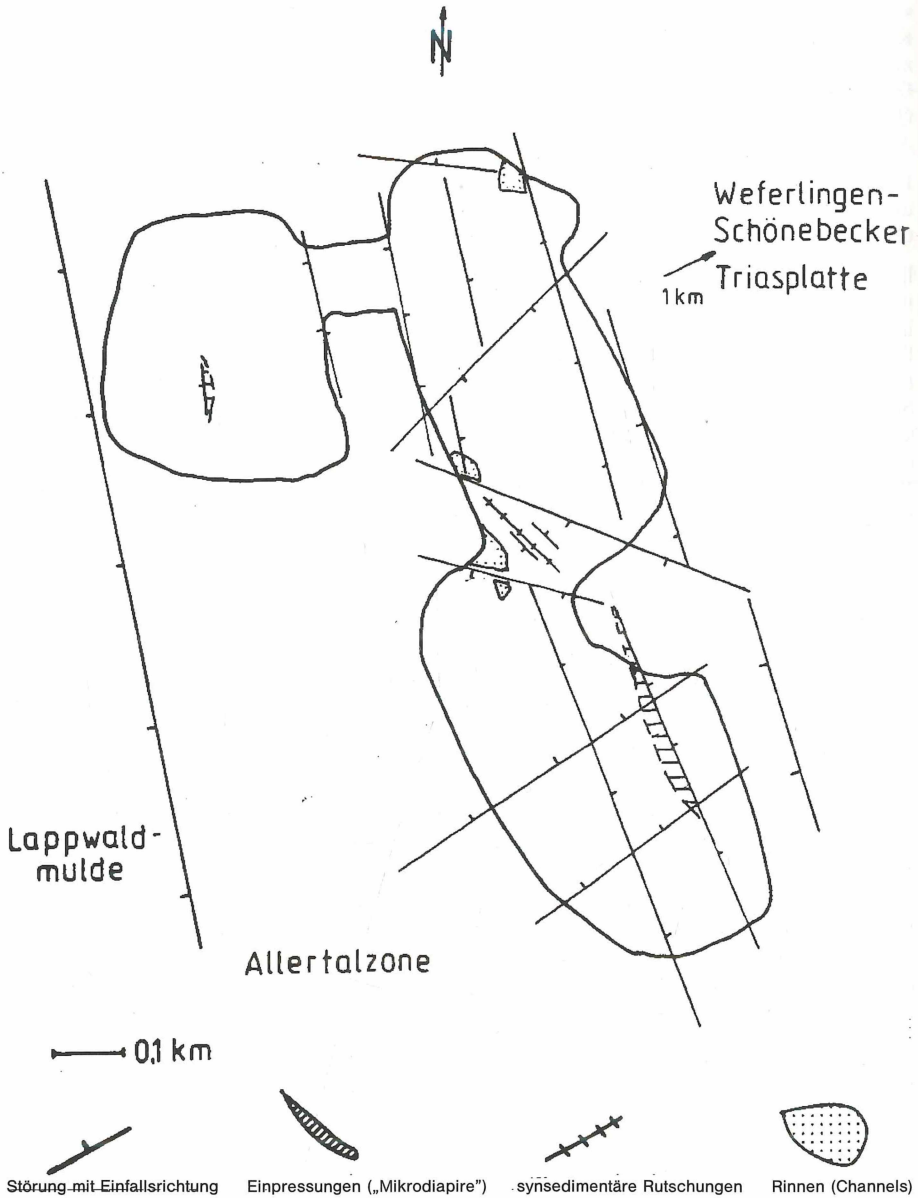



Abb. 3: Strukturbau der Weferlinger Gruben

3.3.2. Campan

Bis 70 m mächtige flachmarine Sedimente bilden das Liegende der Walbeck- Formation. Die nur aus Bohrungen bekannten campanen Sedimente bestehen aus sehr heterogenen Material (Konglomerate, Kalksande, Mergel) mit einem hohen Glaukonitanteil. Lateral sind sie

geringer verbreitet als die der Walbeck-Formation. Die in Rennau (Niedersachsen) und Alleringersleben (Sachsen- Anhalt) anzutreffenden fossilreichen Grünsande ähneln diesen lithofaziell. Der höhere Konglomerat- und geringere Glaukonitanteil bei Walbeck weist jedoch auf größeren terrestrischen Einfluß hin. Die biostratigraphische Einordnung (Foraminiferen) in das Campan erfolgte durch BLUM (1984). Die Ablagerung schließt mit Verwitterungsbildungen ab (bis 10 m mächtige Wechsellagerung von Grobsand und kaolinitführenden Silten).

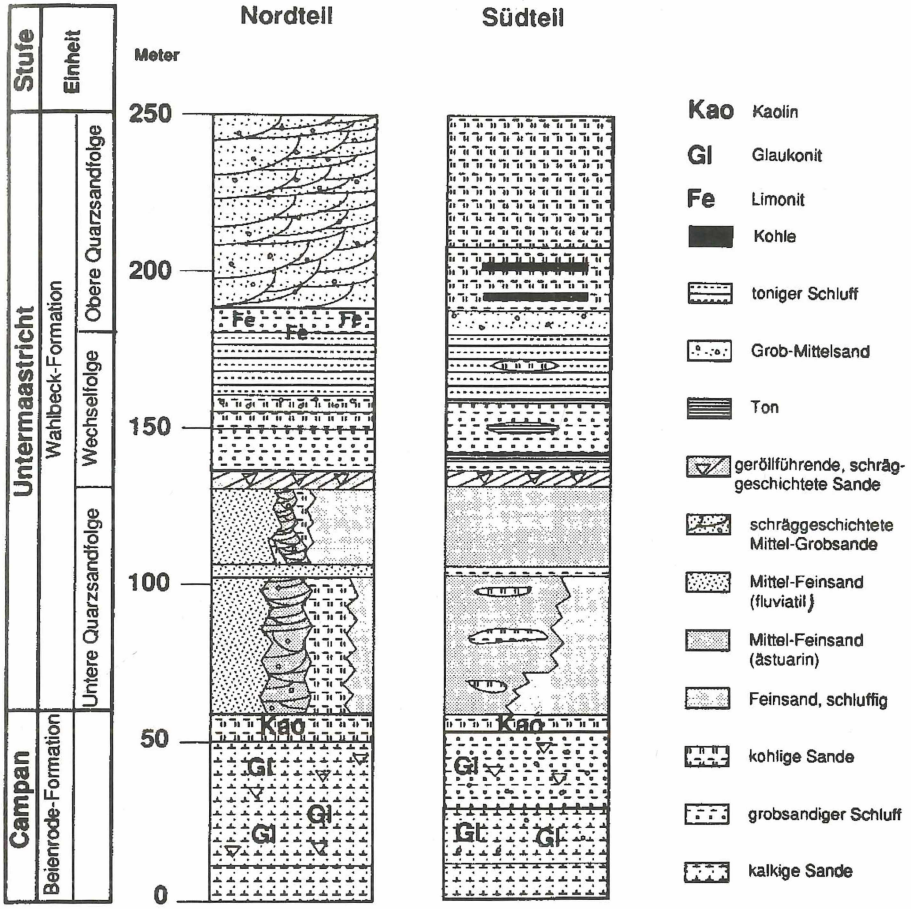



Abb. 4: Normalprofile der campanen und Maastrichtablagerungen bei Walbeck-Weferlingen

### 3.3.3. Untermaastricht ( Walbeck- Formation)

Die Walbeck-Formation lagert diskordant auf Sedimenten des Keuper, Jura oder Campan.

Sie wurde in Anlehnung an BLUM (1984) in drei Teile - untere Quarzsandfolge, Wechselfolge, obere Quarzsandfolge - gegliedert (Abb.4). Die gesamte Formation mit einer Mächtigkeit von ca. 170m ist nur in Bohrungen vollständig aufgeschlossen.

Untere Quarzsandfolge

Die untere Quarzsandfolge ist im östlichen Grubenteil aufgeschlossen. Sie besteht aus Deltaablagerungen und ästuarinen Sanden, wobei die marine Beeinflußung in den südlicheren und hangenderen Bereichen stärker ausgeprägt ist. Eine klare lithofazielle Gliederung dieser Einheit ist jedoch nicht möglich, da sich die Lithologie sowohl lateral als auch vertikal schnell verändert.

Die Flußablagerungen sind hier durch folgende Lithologien repräsentiert (nach Einsele 1992):

1) schräggeschichtete gradierte helle Grob-Mittelsande (Incised Channel Fill/Rinnensande),
2) planargeschichtete braungefärbte schluffige Feinsande (Floodplain/Überflutungsbettsande),
3) schräg- oder ungeschichtete gelbe Mittel-Feinsande (Levee/Ufersande),
4) kohlige dunkelbraune schluffige Feinsande mit Wurzelhorizonten (Swamps/Flußaue sande).

Vor allem die Ufer- (Levees) und Flußrinnensande (Channel fills) besitzen eine hohe kompositionelle Reife ($SiO_2$>99%). Bioturbation und marine Fossilien fehlen in den Flußablagerungen. Die Sande führen mitunter viel Limonit, besonders in und oberhalb des Hauptgrundwasserleiters (bei ca. 92m üNN) und sind dann sekundär gelb gefärbt. Außerdem wird der Nordteil der unteren Quarzsandfolge bei 85-93m üNN von einem bis 2m mächtigen Feinkieshorizont (gut sortierte Quarze) durchzogen.

Ästuarine Ablagerungen (schräggeschichtete Quarzsande) bilden den südwestlichen und hangenden Anschluß an die Deltasedimente. Sie besitzen mit dem großen Anteil des recht instabilen Schwerminerals Andalusit eine untypische Schwermineralassoziation, zumal Andalusit neben anderen Mineralen im Süden erst wieder im Böhmischen Massiv häufiger primär vorkommt.

Die senkrechte Grabspur *Ophiomorpha* kommt in den oberen Grubenteilen häufig vor. Im Südteil fehlen die Flußrinnensande (Channel fills), die kohligen Sandbänke (Swamps) sind jedoch mächtiger als im Nordteil.

Im Mittelteil des östlichen Grubenfeldes befinden sich einige synsedimentär gerutschte Blöcke, die durch Störungen begrenzt werden. In diesen Bereichen gibt es viel Pyrit und sekundäre Braunfärbung durch Migration von Wässern mit hohem Anteil an organischer Substanz. Der Pyrit ist oft in Pyrit-Sand-Konkretionen gebunden die über 10 cm groß werden. An den Störungszonen kommen oft Limonitkrusten und Limonitknollen vor. Die paläontologische Analyse von Pflanzenhäcksel aus den kohligsiltigen Lagen brachte bisher keine verwertbaren Ergebnisse.

Einzelne nach Süden einfallende Rinnen mit sehr heterogenen Material (Konglomerate, Sande, Tone, Kohle) durchziehen die Untere Quarzsandfolge. Sie werden von den flachmarinen Sanden der unteren Quarzsandfolge oder in den höheren Teilen von der Wechselfolge überlagert. Sie streichen parallel mit Störungen.

Wechselfolge (limnisch- fluviatil)

Sie ist ca. 50 m mächtig und lagert diskordant auf der Quarzsandfolge. Die Mächtigkeit und die Lithologie schwankt jedoch stark. Lithologisch lassen sich drei Einheiten unterscheiden:

1) unten: - kreuzgeschichtete hellgelb- braungefärbte Kies- und Geröllschüttungen mit Kohlen und TonschmitzenDer Geröllbestand setzt sich aus gut gerundeten Milchquarzen, Lyditen, Kieselschiefern und Quarziten zusammen. Die Mächtigkeit dieses Horizonts schwankt zwischen 0,5m (Ostteil) und 7m (Westteil). Die Menge der Gerölle/Kiese bleibt dabei gleich, in den mächtigeren Partien nimmt der Sandanteil zu.

2) Mitte: - Feinsand/ Schluff- Wechsellagerungen mit Tonlagen und vereinzelten Wurzelhorizonten, scharfen Schichtgrenzen und braungrauer Farbe.
Es gibt viel Pflanzenhäcksel und Holzreste (bis 1,5m Länge). Palynologisch kennzeichnet diese bis 20 m mächtige Einheit ein limnisch- terrestrisches bis leicht brackisches Abblagerungsmilieu.
3) Oben: - bis zu 30m tonig-schluffige Wechselfolge mit meist grauoliv- mittelgrauer Färbung mit Einschaltung von Kohlelagen und Feinsanden. Die obersten Schichten führen teilweise viele Limonit- und Hämatitkonkretionen und sind rot gefärbt (arider Verwitterungshorizont).

Obere Quarzsandfolge (kontinentale Grabenfüllungen)

Die Obere Quarzsandfolge lagert diskordant auf der Wechselfolge.
Die Schichtmächtigkeit schwankt zwischen 60m und 80m in Bruchzonen. Der Nordteil (fluviatile Sande) ist vom Südteil (kohleführende limnische Sande) durch eine Schwelle getrennt.

Im Südteil lagern auf ca. 5 m mächtigen hellen fluviatilen Mittel-Grobsanden bis 70m mächtige braune Mittel- bis Feinsande mit kleinen Kohleflözen (Swamp). Diese Schichten im Südteil sind an der Oberfläche nicht aufgeschlossen und werden von Quartär bedeckt.

Die Rinnensande im Nordteil (Grube Pflanzgarten) gliedern sich in eine basale Serie mit schlecht sortierten schluffigen Sanden und hoher $Fe_2O_3$ - Führung (ca. 0,8%) und darüberliegende gelbe Mittel- und Grobsande. Die Sande sind gradiert, schräggeschichtet, mitunter tritt Flaser- oder Kreuzschichtung auf. Die Muldenachse und die Schrägschichtungsblätter fallen nach NW ein. Die Transportrichtung hat sich folglich von NW-SE (Untere Quarzsandfolge) nach SE-NW gedreht. Vereinzelte Störungen und Grundwasserhorizonte sind braungefärbt (Limonit).

Der Schichtkomplex des „Pflanzgarten" setzt sich nordwestlich in den Gruben von Grasleben (Niedersachsen) fort.

3.3.4. Floren- und Klimaanalyse und Biostratigraphie (W. KRUTZSCH)

1969/70 wurden aus verschiedenen Proben, die damals noch einheitlich als aus den „Glassanden von Walbeck" stammend bezeichnet waren, eine sehr reiche Palynoflora festgestellt, die als Maastricht interprediert werden konnte. Vorher galten diese Ablagerungen als Eozän.

Die Walbeckflora hat große Ähnlichkeit mit den seit den 50er bzw. 60er Jahren bekannten Maastricht-Mikrofloren von Oebisfelde, Colbitz , Wülpen, Zerben, Nennhausen und weiteren mehr (KRUTZSCH 1957, 1963, 1967 u.a.).

Dieses Ergebnis konnte seinerzeit gerade noch publiziert werden (KRUTZSCH und MIBUS 1973), blieb aber trotzdem weitgehend unbekannt. 1989 wurden diese Walbecker Präparate im Auftrage des ehemaligen ZGI Berlin neu bearbeitet, wobei weitere in den Jahren 1970/71 entnommene Proben aus den damaligen Glassand-Grubenaufschlüssen erstmalig mitbewertet wurden. Die einzelnen Proben ergaben ein recht reiches Formenspektrum mit sehr verschiedenen Faziesgesellschaftungen und dies auf sehr engem Raum. Aus mikrobotanischer Sicht muß deshalb damit gerechnet werden, daß die einzelnen Proben nicht alle aus ein und demselben Bereich stammen, sondern verschiedenen Zeitniveaus angehören. Erst in den Jahren ab 1975 ist die Walbeck-Formation auch lithostratigraphisch stärker aufgegliedert worden, was parallel mit der Entstehung großvolumiger Aufschlüsse im Raum Walbeck einher ging. Den damaligen Aufschlußverhältnissen entsprechend dürften die Wechselfolge und die untere Quarzsandfolge als Ursprungsschichten der meisten Altproben im wesentlichen in Frage kommen. Proben aus einzelnen Flachbohrungen könnten vielleicht auch der oberen Quarzsandfolge entstammen; jedoch ist dies nicht sicher. Gleiches trifft auch auf die Makrofloren von Walbeck zu. Die stratigraphischen Aussagen beziehen sich also in erster Linie auf die Wechselfolge und die untere Quarzsandfolge (s.u.).

Die bis heute noch summarisch erfaßte Mikroflora von Walbeck ist mit ca. 450 nachgewiesenen Arten (bzw. Typen) die reichste, die bisher in der mitteleuropäischen Oberkreide überhaupt bekannt geworden ist. Zum Vergleich dazu enthält das von HERNGREEN und KEDVES 1980 palynologisch untersuchte marine Profil des Maastricht in Holland nur ca. 150 Arten bzw. Formen, davon 42 Sporen- und 108 Pollenformen. Dabei verteilt sich die Fossilführung nur auf einen kleinen Abschnitt im Gesamtprofil, nämlich auf den Lixhe 3-Chalk und die Basis des Lanaye-Chalks der Gulpenformation ( Zone IIIf nach FELDER bzw. oberes E nach HOFKER = mittlerer Teil des unteren Obermaastricht). Obwohl viele Formen beiden Floren gemeinsam sind, gibt es noch größere Unterschiede: z.B. kommen schon vielmehr Vertreter solcher Gattungen wie *Interpollis, Subtriporopollenites, Laprapollis, Semioculopollis* und *Nudopollis* in Holland vor. Noch ungeklärt ist jedoch, ob nicht ein Teil der Unterschiede auch zu Lasten des unterschiedlichen Environments geht: dort marine Ablagerung, hier in Walbeck kontinentale- ästuarine Bildungen. Trotzdem macht die holländische Maastricht-Mikroflora einen insgesamt jüngeren Eindruck.

Die größte Ähnlichkeit hat die Walbecker Mikroflora bei gleicher fazieller Differenziertheit jedoch mit den aus den ca. 25 km nördlich, schon im marinen küstennahen Bereich gelegenen Oebisfelder Bohrungen Nr. 8 und 9 von 1953. Diese Mikrofloren wurden jetzt ebenfalls neu bearbeitet und enthalten 200 bis 300 Arten. Die Maastricht -Mikrofloren von Colbitz (LENK 1966) und vor allem die der Nennhauser Schichten (mit *Scaphites constrictus* im obersten Teil derselben, KRUTZSCH 1965, HALLER 1965, KIESEL und TRÜMPER 1965, DIENER 1966, S. 27) sind heute als jünger als Oebisfelde anzusprechen. Die zwischenzeitliche Deutung für Oebisfelde als „Obermaastricht" (KRUTZSCH 1966 in DIENER 1966), eine Wertung, die aber auch mit Fragezeichen versehen war, läßt sich nicht aufrecht erhalten. Sie war seinerzeit durch mikropaläozoologische Deutungen initiiert. Das wahrscheinliche Alter von Walbeck (und Oebisfelde) ist nach dem derzeit erreichten Stand der Revisionsbearbeitungen auf „Untermaastricht" einzuengen, wennngleich ausdrücklich vermerkt werden muß, daß hier weitere Untersuchungen an datierten Profilen, vor allem nach unten hin, noch folgen müssen (KRUTZSCH 1990a). Für Walbeck bleibt nach wie vor die Frage offen, welchen genauen Zeitabschnitt die Walbeck- Formation insgesamt repräsentiert. Sie ist sicher älter als oberes Maastricht und jünger als tiefes (bis ? mittleres) Campan (Aachener Basissande usw.).

Auf Grund der Zusammensetzung der bisher bekannten Mikrofloren aus dem endoberkretazischen Zeitabschnitt Mitteleuropas ergibt sich daher nachstehende Abfolge (von oben nach unten):

Eislebener Floren ( kontinental) Dan?
Zahnaer Floren (kontinental) [Obermaastricht]
Nennhauser Flora (marin) Obermaastricht
Gulpenkreide Hollands (marin), Teil des unteren Obermaastricht
Oebisfelde und Walbeck (marin;kontinental) „Untermaastricht"

Marines Campan im Liegenden und im westlichen Anschlußgebiet
(bis polyplocum-Regression).

Genauere Aufschlüsse über die stratigraphische Stellung der angeführten Einzelfloren könnten durch spezielle Arbeiten über Dinoflagellaten zu erwarten sein. Durch diese Gruppen von Fossilien wären auch Beckenrand-, beckeninnere Profile besser zu verbinden. In Walbeck sind marine Dinoflagelleten u. ä. Gruppen nur als äußerst seltene Einzelexemplare mit 5 Arten nachgewiesen. In Oebisfelde, dem holländischen Maastricht sowie in Nennhausen sind reiche Vergesellschaftungen bekannt, aber noch nicht im einzelnen modern bearbeitet. Süßwasserplankter ( im wesentlichen Algen- Zygosporen) sind in Walbeck mit über 20 verschiedenen Formen vertreten, im marinen Oebisfelde dagegen naturgemäß stark zurück-

tretend. Die Sporenformen verteilen sich in Walbeck auf ca. 70 Arten, davon allein 22 verschiedene Sphagnaceen, 11 Lycopodiaceen, 5 verschiedene Leebermoose, 43 trilete Farnsporen-Typen, 14 verschiedene Gleicheniaceen- Formen und 13 verschiedene monolete Sporenformen. Die Coniferen/Gymnospermen, Cycadales und Gnetales sind mit 23 verschiedenen Typen vertreten, Monocotyledonen (incl. einiger Palmenformen) und primitive Dicotyledonen sind mit etwa 20 Formen nachgewiesen. Die kleinen glatten bis schwach skulpturierten/strukturierten tricolporaten sind in Walbeck mit über 40, größere tricolporate (mit reticulater, striater, verrucater Struktur/Skulptur) mit 25 Typen erfaßt, darunter Araliaceen, Mastixiaceen, Salicaceen, Platanaceen und andere. Tetracolporate und polyporate Longaxoner (u.a.Sapotaceen) folgen mit 10 Typen, Tetraden-Pollen (vornehmlich Ericales) mit 3 und poly/multiporate Formen (u.a. Buxaceen) mit 5 wichtigen Typen (darunter Vertreter solcher Gattungen wie *Cristaepollis, Reductipollis* und *Grootipollis*). Vertreter des Normapolles - Stammes sind auch individuell dominant und mit ca. 150 Formen nachgewiesen, die sich auf mehr als 30 Pollengattungen verteilen. Von Bedeutung sind ferner die sogenannten Postnormapolles, zu denen erste Vertreter von modernen Juglandaceen (engelhardioide, platycarioide u.a.), Corylaceen, Ulmaceen/Celtoideae, Rhoiptelaceen, Moraceen-Urticaceen, Myricaceen u.a. gehören; zusammen knapp 30, überwiegend sehr kleine Typen. Darüber hinaus sind als relativ seltene Nachweise und nur in wenigen Proben nur ca. 10 Umlagerungsformen aus dem Bereich Permotrias bis Unterkreide nachgewiesen und des weiteren 5 verschiedene (noch unbestimmte) Cuticulen-Typen.

Etwa 60 bis 70% der Formen sind schon 1973 in der Arbeit KRUTZSCH und MIBUS auf 9 Tafeln abgebildet, der Rest ( sowie eine systematische Gesamtbearbeitung ist in Vorbereitung und) soll zu gegebener Zeit an anderer Stelle veröffentlicht werden.

Phytogeographisch lassen sich alle Maastricht-Floren des Raumes von Holland bis Brandenburg (insgesamt 14 Lokalitäten bzw. Profilabschnitte) eindeutig dem warm-humiden, immergrünen nordtethyanischen Normapolles-Florenbelt zuordnen (KRUTZSCH und PACLTOVA 1988, BATTEN 1984 u.a.). Einflüsse aus dem kretazischen borealen sommergrünen Florenbelt mit seinen charakteristischen Vertretern aus der Gruppe der *Triprojectacites* sind hier nicht nachweisbar. Dieser nördliche Florenbelt reicht endoberkretazisch südwärts nur bis etwa Schottland. Von Süden aus sind Einflüsse der prämediterranen sommertrockeneren Vegetationszone, wie sie sich von Portugal über Südfrankreich, Italien, Ungarn bis ins südliche Mittelasien erstreckt (KEDVES 1985), nur in sehr abgeschwächter Form vorhanden. Dazu gehören sehr seltene Vorkommen solcher mediterranen Formen wie z.B. *Suemegipollis, Krutzschipollis* u.a. dickwandige größere und kleinere Tricolporate (GOCZAN 1964, GOCZAN et.al. 1967, GOCZAN und JUHASZ 1984 u.a.). Direkte Einflüsse über die Tethys hinweg aus den wechselfeuchten bis trockeneren subtropischen südtethyanischen (d.h. nordafrikanisch - arabischen) oder dem noch weiter südlich anschließenden innertropischen Belt reichen nur in sehr abgeschwächter Form maximal bis Südeuropa, nicht aber bis in den mitteleuropäischen Untersuchungsraum. Dieser gehört voll zur extratropischen, mehr oder weniger vollhumiden, warmen (temperierten) Westwindzone; nur zeitweilig bzw. episodisch mögen leichte sommerliche Trockenperioden vorhanden gewesen sein. Über möglicherweise vorhandene kleinere klimatische Schwankungen in der ausgehenden Oberkreide (KEMPER 1987) lassen die gegenwärtig vorliegenden Floren und schon untersuchten Profilabschnitte noch keine spezielleren Hinweise zu. Regenfälle aus dem tropisch-subtropischen Bereich (d.h. Sommermonsume) sind nahezu ausschließbar. Anderseits muß das Klima in Mitteleuropa zur Zeit des Maastricht sehr wintermild, d.h. frostfrei gewesen sein. Es hatte aber entsprechend der Paläobreitengrade von ca. 35 den entsprechenden Jahrestemperaturverlauf extratropischer Gebiete (wesentlichster Unterschied zu den Klimaten der Tropen und Randtropen im Sinne der Subtropen). Über die Höhe der Niederschläge lassen sich z.Z. noch keine exakten Daten ermitteln, doch dürften dieselben kaum niedriger als 1500 mm pro Jahr gewesen sein, wobei bei der jahreszeitlichen Verteilung ein Maximum der

Niederschläge im Winter anzusetzen ist. Die Palmen-Nordgrenze hat zum Ende der Oberkreide wohl im südlichen Nordeuropa gelegen, d.h. bei etwa 50° N Paläobreite. Unter den 64 von Walbeck bekanntgewordenen Taxa karpologischen Inhalts (alles Neubeschreibungen durch KNOBLOCH und MAI 1986) sind Vertreter folgender Familien zu nennen: Taxodiaceen, Magnoliaceen, Menispermaceen, Hamamelidaceen, Platanaceen, Ulmaceen, Urticaceen, Theaceen, Pentaphyllacaceen, Clethraceen, Ericaceen, Cyrillaceen, Rutaceen, Sapindaceen, Sabiaceen, Mastixiaceen und Araliaceen. 27 Taxa können nach KNOBLOCH und MAI 1986 noch keiner heutigen Familie zugeordnet werden, d.h. über 40% aller Formen. Weitere 40% der beschriebenen Formen konnten zu keiner heutigen Gattung gestellt werden, so daß also nur etwa 20% übrigbleiben, die schon „moderne Züge" tragen. Die Walbeckflora besitzt also noch einen ausgesprochen altertümlichen Gesamtcharakter, wobei sie die erste bekanntgewordene Makroflora dieses Abschnittes der ausgehenden Oberkreide in Mitteleuropa überhaupt darstellt. Die nächstähnliche Makroflora nach oben ist die von Eisleben (FRIEDRICH 1883), die nach palynologischen Daten im Grenzbereich Kreide/Tertiär anzusiedeln ist (KRUTZSCH 1955, und viele folgende Arbeiten). Nach unten zu folgen dann die kleinen Makrofloren aus den Hergenrader Schichten des Aachener Raumes und die Makro-Flora des Santon von Quedlinburg im Harzvorland.

Die 1970 von H.WALTHER (Dresden) geborgene Blattfossilien-Kollektion aus Walbeck ist bisher noch unbearbeitet und im Staatlichen Museum für Mineralogie und Geologie in Dresden hinterlegt.

Eine weitere Frage ist die, ob die Deckgebirgssedimentation mit der Ablagerung der oberen Quarzsandfolge der Walbeck-Formation schon abgeschlossen ist oder ob auch noch jüngere Ablagerungen, vielleicht heute nur noch in Resten erhalten, zum Absatz gekommen sind. Letzteres scheint tatsächlich lokal der Fall zu sein. So konnte vor einigen Jahren Frau Dr. Y. KIESEL in einer im Allertal stehenden Bohrung auf palynologischem Wege Paläozän (mit entsprechenden Vertretern der *Stephanoporopollenites hexaradiatus*-Gruppe) nachweisen, wobei allerdings eine Lagebeziehung zur Walbeck-Formation noch völlig unklar zu sein scheint. Es könnten also auch noch jüngere, z.B. eozäne Ablagerungen, als Erosionsrelikte vorhanden sein. Hierzu gehört auch der Hinweis auf die von J.WEIGELT und Mitarbeitern im Jahre 1940 entdeckten Spalten-Faunen (mit Arctocyaniden) von Walbeck/Weferlingen (s. WEIGELT 1942), die ins höhere Paläozän gehören und anzeigen, daß weitere Bodenbewegungen zu dieser Zeit vorhanden waren, die Anlaß für die Entstehung von Spaltenbildungen waren.

### 3.3.5. Faziesgeschichte und Entwicklungsdynamik im Campan und Maastricht (A.PROKOPH)

Die Rekonstruktion der Entwicklungsdynamik und der Faziesverhältnisse während des Maastricht ist trotz der guten Aufschlußverhältnisse sehr schwierig, da die Abfolge mehrfach syn- und postsedimentär gestört ist. Die biostratigraphischen Einordnungen durch KRUTZSCH können die Schwierigkeiten auch nicht beseitigen, da seine Probenpunkte nicht genau bekannt sind.

Die campanen glaukonitführenden Kalksande und Konglomerate dürften in Anlehnung an NIEBUHR & ERNST 1992 die östliche und proximalere Fortsetzung der Grünsande von Rennau sein und damit der Beienrode-Formation angehören. Danach würden sie dem Zeitraum zwischen dem transgressiven *mucronata*-Event (oberes Untercampan) und der *polyplocum*-Regression (Obercampan) angehören. Faziell ähnliche campane Ablagerungen gibt es ebenfalls 10 km weiter südlich (Alleringerslebener Schichten- DIENER 1966). Insgesamt ist die Schichtenfolge aber geringmächtiger als in Rennau (max. 60m gegenüber 70-120m). Die Reliefenergie bei der Ablagerung der gröberklastischen und heterogeneren Sedimente in Walbeck dürfte größer als im westlicheren Beienroder Becken gewesen sein, ein Umstand,

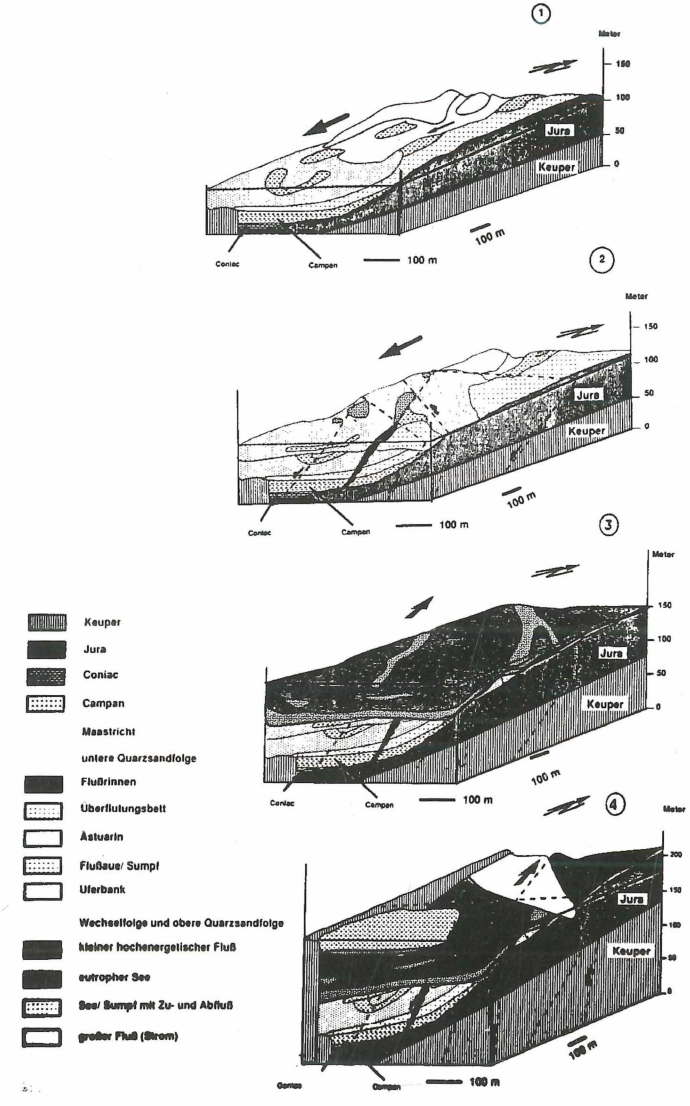



Abb. 5: Sedimentationsentwicklung im Maastricht im Bereich Walbeck- Weferlingen

Legende zu Blockbildern

1. fluviatil - ästuarine Sedimentation mit Schüttung aus NNW, Ablagerung des unteren Teils der unteren Quarzsandfolge
2. weitestgehend ästuarine Sedimentation mit häufigem Trockenfallen, Diapirismus, synsedimentären Rutschungen und Rinnenbildungen bei der Ablagerung der oberen Teile der unteren Quarzsandfolge
3. oberer Teil der Wechselfolge: limnische Sedimentation unter stagnierenden Strömungsverhältnissen mit vereinzelten fluviatilen Einflüssen (Rinnenbildungen) bei Schüttung aus SE
4. obere Quarzsandfolge; unterschiedliche Sedimentationsabläufe in zwei Becken, limnisch im Südteil, fluviatil im Nordteil (Schüttung aus SE)

der mit stärkerer Beckenabsenkung durch intensivere Halokinese erklärbar ist. Die Erhaltung der Schichten ist wohl an die NW- SE Strukturen gebunden, da quer zum Streichen der Allertalzone die campanen Sedimente weniger verbreitet sind als im Streichen.

Die Sedimentation der dreigeteilten Walbeck- Formation folgte diskordant auf Verwitterungsbildungen (Kaolin) mit fluviatilen und ästuarinen Ablagerungen im Untermaastricht und spiegelt eine komplizierte Beckenentwicklung wieder (Abb. 5). Inwieweit das Walbecker Sedimentationsbecken mit dem Beienroder Becken verbunden war, ist nicht nachvollziehbar, die Lithofazies sind zu lokal und die Strukturen zu verschieden entwickelt um direkt korreliert zu werden. Die Maastrichtsande im Beienroder Becken (z.B. Grube Uhry) entsprechen lithologisch aber mehr denen der Oberen Quarzsandfolge im Pflanzgarten. Die hohe halokinetisch verursachte Subsidenz (>10 cm /1000 J.) ist möglicherweise von eustatischem Meeresspiegelanstieg überprägt worden (Sequenz ZC-4/ 4.4 nach HAQ et al. 1987). Dies verursachte den schnellen Fazieswechsel zu ästuarinen Verhältnissen und brackischem Milieu (deepening upward). Dabei sind die stärker marin beeinflußten Sedimente (bioturbat, bessere Sortierung und größere laterale Verbreitung) im Südteil des Grubenfeldes und fluviatile Ablagerungen im Nordteil zur Ablagerung gelangt ( siehe Kap. 3.3.3.). Dies ist eigentlich entgegen der landläufigen Meinung (DIENER et al. 1966, ZIEGLER et al. 1982), daß die Transportrichtung hier SE-NW sein müßte. Wahrscheinlichhob sich zeitgleich zur Absenkung bei Walbeck weiter nördlich ein größerer Block (Insel oder Landzunge) im Bereich des Flechtinger Höhenzuges, der als Abtragungsgebiet fungierte. Diese Hypothese kann durch vorwiegend vulkanitische Quarze in der unteren Quarzsandfolge (mündl. Mittl. von Dr. J. Götze, BA Freiberg) gestützt werden, da permische Quarzporphyre im Flechtinger Höhenzug anstehen. Woher daher NIEBUHR & ERNST (1992) ihre Gewissheit eines generellen SW- NE- Transports genommen haben, ist nicht ganz verständlich. Mit Rückgang des relativen Meeresspiegelanstieges, ob eustatisch oder tektonisch verursacht, ist unklar, wurde das Becken gefüllt (shallowing upward). Kurzzeitige Regressionen führten immer öfter zu Verlandungserscheinungen (Sumpfbildungen) und Rinnenbildungen (incised valleys), die bis zum Einsetzen der rein kontinentalen Sedimentation (limnisch-fluviatile Wechselfolge) häufiger wurden.

Die Sedimentation der Wechselfolge schloß nach einem Hiatus an, nachdem die Schichtenfolge infolge weiterer Halokinese leicht nach Süden gekippt wurde. Somit lagert sie diskordant über der unteren Quarzsandfolge, die im Norden auf ca. 50m und im Süden auf ca. 70m erodiert wurde.

Bei der Ablagerung der Wechselfolge wechselten anfangs dynamische (Rinnensedimente) mit stagnierenden Strömungsverhältnissen (limnische Tone und Schluffe). Mit dem generellen Rückgang der Reliefenergie wurden relativ einheitlich limnische Tone abgelagert mit zunehmender Verlandungstendenz unter aridem Klima (lateritische Böden mit Limonitknollen). Halokinese dürfte also in dieser Phase keine Bedeutung gehabt haben. Bei JUBITZ et al.(1991) wurde die Existenz dieser Wechselfolge im Liegenden der Sande des Pflanzgartens verneint und die dortigen Ablagerungen als - lithologisch ähnliche - eingepreßte Jurasedimente (Mikrodiapire) beschrieben. Die Wechselfolge führt jedoch eine eindeutig kontinentale Maastrichtflora und ist anhand der Interpolation von Bohrprofilen im gesamten Grubenfeld nachweisbar. Der Anschein einer Aufpressung ergab sich wohl aus der Neigung der Schichten (ca 30° nach SW), lokalen Rutschungen und der ähnlichen Lithologie von unterer Quarzsandfolge und oberer Quarzsandfolge. Die Einkippung wurde von Störungen begleitet, so hob sich der Lappwald synchron mit der Anlage eines neuen Sedimentationsraumes infolge gravitativer Ausgleichsbewegungen. Diese blieben im Gegensatz zu den Ablagerungen der Unteren Quarzsandfolge allerdings auf den westlichen Grubenteil beschränkt und dürften nach der Beckenmorphologie (symmetrische Tröge) auch keine Teile der sich hebenden Lappwaldscholle erfaßt haben. Das südliche Becken war dabei wohl weitestgehend abgeschlossen, so daß in Stagnationszeiten Kohleflöze zur Ablagerung kamen, während im

nördlichen nach Nordwesten einfallenden Becken bei schnellerer fluviatiler Sedimentation schräggeschichtete Rinnensande (incised valley fill) abgelagert wurden. Bei den Sedimenten der Oberen Quarzsandfolge konnten keine Hinweise auf Meeresspiegelschwankungen mehr festgestellt werden, da die Sedimentation wohl weitestgehend durch die Halokinese und Bruchtektonik kontrolliert wurde.

Die Walbecker Sande sind die einzigen bekannten Oberflächenaufschlüsse von kontinentalem Maastricht im Allertal und gestatten es, klimatische Veränderungen in der obersten Kreide zu rekonstruieren.

## 4. SCHRIFTENVERZEICHNIS


BATTEN, D. J. (1984): Palynology, climate and the development of Late Cretaceous floral provinces in the Northern hemisphere, a review.- Fossils and climate, ed. P. BRENCHLEY, 127-164, London 1984.

BLUM, H. (1976): Ergebnisbericht Glassand Walbeck 1967-1969. - unveröff. Arb. Arch. ehem.VEB GFE Halle; Halle 1976.

BLUM,H. (1984): Ergebnisbericht Glassand Walbeck 1976-1980. - unveröff. Arb. Arch. ehem.VEB GFE Halle; Halle 1984.

DIENER, I. (1966): Stratigraphisches Korrelationsschema für die Kreide der Deutschen Demokratischen Republik und angrenzende Gebiete.- Abh. Zentr. Geol. Inst. 5, 137 S., Berlin 1966.

EINSELE, G. (1992): Sedimentary Basins.- 628 S., Berlin Heidelberg (Springer).

FELDER, W.M. (1975): Lithostratigraphy van het Boven Krjit end Dano-Montien in Zuid-Limburg en het aangrenzende gebied.- Toelichtung geol. oversichtskaarten van Nederland 63 -73 , Haarlem 1973.

FRIEDRICH, P. (1883): Beiträge zur Kenntnis der Tertiärflora der Provinz Sachsen.- Abh. geol. Spezialkarte Preußen etc. 4, 305 S. Berlin 1883.

GLAPA, H. (1973): Lagerstättengenetische Analyse der Glassandlagerstätte Walbeck. - unveröff. Arb. Arch. ehem.VEB GFE Halle; Halle.

GOCZAN, F. (1964): Stratigraphic palynology of the Hungarian upper Cretaceous.- Acta Geol. 8,1 - 4, Budabest.

GOCZAN, F., GROOT, J.J., KRUTZSCH, W. & PACLTOVA. B (1967): Die Gattungen des Stammes Normapolles PFLUG 1953b (Angiospermae). Neubeschreibungen und Revision europäischer Formen (Oberkreide bis Eozän).- Paläont. Abh., B, II 3, 427 - 633, Berlin .

GOCZAN, F., & JUHHASZ, M. (1984): Monosulcate Pollen grains of Angiosperms from Hungary Albian sediments.- Acta Bot. Hung. 30, S.289-319, Budapest.

HAQ, B. U., HARDENBOL, J., VAIL, P. R. (1987): Chronology of Fluctuating Sea Levels since the Triassic.- Science, 235; 1156 - 1167; Washington.

HALLER, W. (1965): Ammoniten aus dem Maastricht der Bohrung Nennhausen 2/63. - Abh. Zentr. Geol. Inst. Hf. 1, 137 - 148, Berlin 1965.

HERNGREEN, G. F. W. & CHLONOVA, A. F. (1981): Cretaceous microfloral provinces.- Pollen et Spores 23, 441 - 555, Paris 1981.

HOFKER, J. (1966): Maestrichtian, Danian and Paleocene Foraminifera.- Palaeontographica Suppl. 10,376 S. Stuttgart 1966.

JUBITZ, K.-B. (1987): Geologisch-tektonisches Umfeld der Endablagerung Morsleben für radioaktive Abfälle. - unveröff. Ber. ehem.Zentr. Inst. f. Physik d. Erde (ZIPE) d. Akad. d. Wissensch. d. DDR; Potsdam.

JUBITZ, K.-B., BEUTLER, G., SCHWAB, G., STACKENBANDT, W. (1991): Zur Strukturentwicklung des Spaltendiapirs der Allertalzone (Subherzyne Senke).- Z. geol. Wiss., 19 (4), S. 409- 421, Berlin.

KEDVES, M. (1985): The present day state of Upper Cretaceous Palaeophytogeography and palynological evidence.- Acta Biol. Szeged. 31, 114 -127, Szeged/Hungary 1985.

KEDVES, M. & HERNGREEN, G. F. W. (1980): Palynology of the Stratotype of the Maestrichtian and the Gulpenformation, Enci-Section, Maestricht, The Netherlands.- Pollen et Spores 22, 483 - 544, 15 Taf. Paris 1980.

KEMPER, E. (1987): Das Klima der Kreidezeit. - Geol. Jb, A 96, 399 S., Hannover 1987.

KIESEL, Y. & TRÜMPER, E. (1965): Mikrofauna und Stratigraphie im Grenzbereich Kreide/Tertiär in der Bohrung Nennhausen 2. - Abh. Zentr. Geol. Inst. 1, 1965, 155 - 170, Berlin 1965.

KNOBLOCH, E., MAI, D.-H. (1986): Monographie der Früchte und Samen in der Kreide von Mitteleuropa. - Pozpravy UUG 1986 (Bd. 47); Prag 1986.

KRUTZSCH, W. (1955): Zur Altersstellung der mitteldeutschen älteren Braunkohlenschichten (vorläufige Mitteilung). - Geologie 4, 5, 511 -519, Berlin 1955.

KRUTZSCH, W. (1957): Sporen- und Pollengruppen aus der Oberkreide und dem Tertiär Mitteleuropas und ihre stratigraphische Verbreitung. - Z. Angew. Geol. 3, 11 - 12, 519 - 548, 16 Taf., Berlin 1957.

KRUTZSCH, W. (1965): Mikroflora und Stratigraphie im Grenzbereich Kreide/Tertiär der Bohrung Nennhausen 2 (Vorl. Mitteilung).- Abh. Zentr. Geol. Inst. 1, 171 -174, 1 Tab., Berlin 1965.

KRUTZSCH, W. ( 1966a): Die sporenstratigraphische Gliederung der Oberkreide im nördlichen Mitteleuropa- Methodische Grundlagen und gegenwärtiger Stand der Untersuchungen. - Abh. Zentr. Geol. Inst. 5, 111 - 137, 1Tab., Berlin 1966.

KRUTZSCH, W. (1966b): Die sporenstratigraphische Gliederung des Alttertiärs- Methodische Grundlagen und gegenwärtiger Stand. - in D. LOTSCH: „ Korrelationsschema Tertiär DDR". - Abh. Zentr. Geol. Inst. 8, Berlin 1966.

KRUTZSCH, W. (1989): Überarbeitung (Revision) der Mikroflora von Walbeck (Maastricht). - unveröffentlichter Bericht; Archiv Nachfolge-Betrieb (AMT) Zentr. Geol. Inst., Berlin 1989.

KRUTZSCH, W. (1990a): Überarbeitung (Revision) der Mikrofloren aus den Bohrungen Oebisfelde 8/ 55 und 9/55. - unveröffentlichter Bericht, Archiv Nachfolge-Betrieb (amt), Zentr. Geol. Inst., Berlin 1990.

KRUTZSCH, W. (1990b): „Skizzierung des Klimaablaufes im Tertiär Mitteleuropas ..." - Vortrag Geowiss. Tagung Bremen, 5. 10. 1990.

KRUTZSCH, W. (1992): Paläobotanische Klimagliederung des Alttertiärs (Mitteloligozän bis Oberoligozän) in Mitteldeutschland und das Problem der Verknüpfung mariner und kontinentaler Gliederungen..- N.Jb. Geol. Paläont. Abh. 186, 1-3, 137-253, Stuttgart.

KRUTZSCH, W. & PACLTOVA, B. (1983): Palaeophytogeography of the Normapolles and Triprojectacites (Aqilapollenites) Groups in the Upper Cretaceous and Lower Tertiary. -Journ. Palynology, 23 - 24, 217 - 223, New Dehli 1988.

KRUTZSCH, W. & MIBUS, I. (1973): Sporenpaläontologischer Nachweis von kontinentalen Maastricht in Walbeck (Bezirk Magdeburg, DDR). - Abh. Zentr. Geol. Inst. (18): 99-108, 1 Abb., 9 Taf.; Berlin 1973.

LENK, G. (1966): Sporenpaläontologischer Nachweis von Maastricht auf der Scholle von Calvoerde. - Geologie Bh. 55, 90 -101, Berlin 1966.

LOTSCH, D. et. al. (1969): Korrelationsschema für das Tertiär in der DDR. - Abh. Zentr. Geol. Inst. 12, Berlin 1969.

MAY, R. (1955): Ergebnisbericht Glassand Walbeck 1954. - unveröff. Arb. Arch. ehem.VEB GFE Halle; Halle 1955.

NIEBUHR, B. (1990): Stratigraphisch- fazielle Entwicklung von Ober-Kreide und Alttertiär im Beienroder Becken.- unveröff. Dipl.-Arbeit, 79 S., Berlin

NIEBUHR, B. & ERNST, G. (1992): Fazies- und Entwicklungsdynamik von Campan, Maastricht und Eozän im Beienroder Becken (E- Niedersachsen).- Z. dt. geol. Ges., 142, S. 251- 283, Hannover.

PROKOPH, A. (1990): Geologische und mathematisch-statistische Bearbeitung der Quarzsandlagerstätte Weferlingen.- unveröff. Dipl.-arb. , Bergakademie Freiberg; 56 S., 4Abb., 13 Anl., Freiberg 1990.

REICHSTEIN, H. (1956): Ergebnisbericht Glassand Walbeck 1955. - unveröff. Arb. Arch. VEB GFE Halle; Halle 1956.

RUSKE, R. (1963): Ergebnisbericht Glassand Walbeck 1960/61. - unveröff. Arb. Arch. VEB GFE Halle; Halle 1963.

SCHMIERER, TH. (1914): Erläuterungen geol. Spezialkarte v. Preußen etc., Blatt Helmstedt. - Lief. 185: 113 S.; Berlin 1914.

WEIGELT, J. (1942): Die alttertiären Säugetiere Mitteldeutschlands nach den Hallenser Grabungen im Geiseltal und bei Walbeck. - Preu . Acad. Wiss., Vortr. u. Schriften, H. 12, 48 S., Berlin 1942.

ZIEGLER, P. A. (1982): Geological Atlas of Western and Central Europe.- Shell Int. Petrol. Maatschapij B. V.: 130 p., Amsterdam (Elsevier).

Manuskript eingegangen: 17.9.1992

Anschriften der Autoren:

Prof. Dr. W. Krutzsch
Museum f. Naturkunde Berlin
Invalidenstr. 43
O-1040 Berlin,

Dipl.Geol. A. Prokoph
Geologisch-Paläontologisches Institut
Sigwartstr. 10
7400 Tübingen

# ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Berichte der Naturhistorischen Gesellschaft Hannover

Jahr/Year: 1992

Band/Volume: 134

Autor(en)/Author(s): Krutzsch Wilfried, Prokoph Andreas

Artikel/Article: Die Ablagerungen der oberkretazischen Walbeck-Formation im oberen Allertalgraben (Stratigraphie, Sedimentologie, Palynologie) 117-133