

HALLESCHES JAHRBUCH FÜR GEOWISSENSCHAFTEN



BAND 36



HALLE (SAALE) 2014

HALLESCHES JAHRBUCH FÜR GEOWISSENSCHAFTEN

Herausgeber

Institut für Geowissenschaften und Geographie
der Martin - Luther Universität Halle-Wittenberg

G. BORG M. FRÜHAUF
C. GLÄSSER H. HEINISCH W. KÜHLING C. LEMPP
H. PÖLLMANN W. THOMI P. WYCISK

Schriftleitung

D. MERTMANN T. DEGEN S. STÖBER

BAND 36

Halle (Saale) 2014
Institut für Geowissenschaften und Geographie
der Martin - Luther Universität Halle-Wittenberg



Titelbild / Frontpage

Blick aus Süden auf den Hohen Parkstein

Anschrift von Herausgebern und Schriftleitung:

Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg
Institut für Geowissenschaften und Geographie
Von Seckendorff - Platz 3/4
D-06120 Halle (Saale)

e-mail: hjg@geo.uni-halle.de

Schriftleitung:

D. Mertmann T. Degen S. Stöber

ISSN 2193-1305

© 2014 im Selbstverlag des Institut für Geowissenschaften und Geographie der Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg
Alle Rechte vorbehalten

Inhaltsverzeichnis

Zur Oberkarbonflora in der Bohrung Jessen 1Z/62 bei Wittenberg (Sachsen-Anhalt).....	1
---	----------

ARIBERT KAMPE, STEPHAN SCHULTKA, EBERHARD KAHLERT & BODO-CARLO EHLING

Laboruntersuchungen zum Verformungsverhalten saalekaltzeitlicher Geschiebemergel.....	21
--	-----------

CHRISTIAN SOELLIG & CHRISTOF LEMPP

Arctic Ecology: What does one need for a sustainable future?.....	33
--	-----------

IAN LERCHE, A. NEWTON, B. KJERFVE & N.A. BELLEFONTAINE

Fremdgesteinseinschlüsse in tertiären Vulkaniten am Hohen Parkstein bei Weiden in der Oberpfalz/Bayern.....	51
--	-----------

MARCO RANNEBERG & HERBERT PÖLLMANN

Die Silberberg-Formation im Profil von Atzendorf bei Stassfurt (Egelner Nordmulde, Sachsen-Anhalt, Deutschland).....	73
---	-----------

ARNOLD MÜLLER, LEDER, R.M., HENNINGER, M. & BACH, F.

Prof. Dr. GERHARD H. BACHMANN erhält die Hans-Stille-Medaille 2013.....	137
--	------------

NORBERT HAUSCHKE

10th International Triassic Field Workshop im September 2013 in Spanien.....	139
---	------------

GERHARD H. BACHMANN & NORBERT HAUSCHKE

Heinz W. Kozur (1942-2013).....	141
--	------------

GERHARD H. BACHMANN

Zur Oberkarbonflora in der Bohrung Jessen 1Z/62 bei Wittenberg (Sachsen-Anhalt)

ARIBERT KAMPE¹, STEPHAN SCHULTKA¹, EBERHARD KAHLERT¹, BODO-CARLO EHLING²

¹ Stiftung Museum für Naturkunde, Leibniz-Institut für Evolutions- und Biodiversitätsforschung an der Humboldt-Universität zu Berlin, Invalidenstraße 43, D-10115 Berlin

² Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt, Köthener Str. 34, D-06118 Halle

Schlüsselworte: Saale-Senke, Westfal D, Stefan, Roitzsch-Formation, paralischer Einfluß, Flora, Lithologie

Keywords: Saale depression, Westphalian D, Stéphanien, paralic influence, flora, lithology

Zusammenfassung

Die Nachuntersuchung der Bohrung Jessen 1 Z/62 im Rahmen der Tiefenkartierung im südöstlichen Sachsen-Anhalt ergab, dass die fossilführenden Schichten zwischen Teufe 1050,40 m und 1202,0 m in das höhere Westfal D eingestuft werden müssen. Damit wird eine Neudefinition der Roitzsch-Formation notwendig. Floristisch kann Stefan nicht belegt werden, ist aber aus lithologischer Sicht höchst wahrscheinlich. Eine paläobotanische Beziehung zum Zwickauer Becken liegt nahe. Paralische Einflüsse in diesem Teilbecken des Saale-Senkungsgebietes zwischen Wittenberg und Torgau sind nicht belegbar. Die Obergrenze des Westfals dürfte bereits bei 1050,40 m und nicht erst bei 1065,30 m Teufe liegen, d.h. erstmalig konnte (sekundär?) rotgefärbtes Westfal D im Bereich der Saale-Senke nachgewiesen werden.

Abstract

The sediments of the drilling Jessen 1Z/62 between 1050,40 m and 1202,0 m are of Westphalian D age. Therefore it is necessary to redefine the so called Roitzsch formation. Stephanian is not verified by plant fossils but is most likely by lithological reasons. Palaeontological relationships to the Zwickau Basin are obvious; therefore paralic influence is unverifiable in this part of the Saale depression between Wittenberg and Torgau. The upper boundary of the Westphalian is located by 1050,40 m, while former authors were opting for the depth of 1065,30 m. So at the first time reddish (secondary coloration) Westphalian D is demonstrated around the Saale depression.

1. Einleitung

Im Rahmen der Bearbeitung von Bohrungen zwischen Bitterfeld, Dessau und Wittenberg

zur Tiefenkartierung im südöstlichen Sachsen-Anhalt wird vermutliches Karbon lithologisch und paläobotanisch näher untersucht. Dabei konnten in bisher biostratigraphisch nicht näher eingestuften Abfolgen fossile Pflanzen gefunden werden, die Ober- und Unterkarbon-Alter belegen. Vorrangig handelt es sich dabei um Namur A-Floren, weitaus seltener ist Westfal belegbar. Die bisher bekannten Vorkommen wurden von REMY (1975) und KAHLERT & SCHULTKA (2000) in das Westfal A/B (Bohrungen Söllichau 1/60 und Rösasusedlitz 11/83*) sowie von DABER (1963) in das Westfal C/D (Bohrung Jessen 1Z/62) eingestuft. Von STEINBACH (1990) wurden die vorwiegend grobklastischen Sedimente dieser Vorkommen und lithologisch ähnliche Abfolgen ohne Flora bei Bitterfeld sowie am südöstlichen Rand der Saale-Senke vorläufig als Roitzsch-Söllichau-Folge bezeichnet. GAITZSCH et al. (1998) stellen diese Folge dann unter der Bezeichnung Roitzsch-Formation in das Westfal B/C, lassen die Formation in ihrer Abb. 3 (im Gegensatz zur Abb. 9) aber offensichtlich bereits im Westfal A beginnen. Die Autoren stützen sich dabei ausdrücklich auf eine Neueinstufung der Bohrung Jessen 1 Z/62 in das Westfal C. SCHWAB & EHLING (2008) übernehmen den Formationsbegriff und sprechen von Westfal A-C-Alter.

Während die Namur-A Floren an die Vorkommen in Oberschlesien relativ gut

*In der Publikation von KAHLERT & SCHULTKA (2000) fälschlicherweise als Rösasusedlitz 11/63 bezeichnet

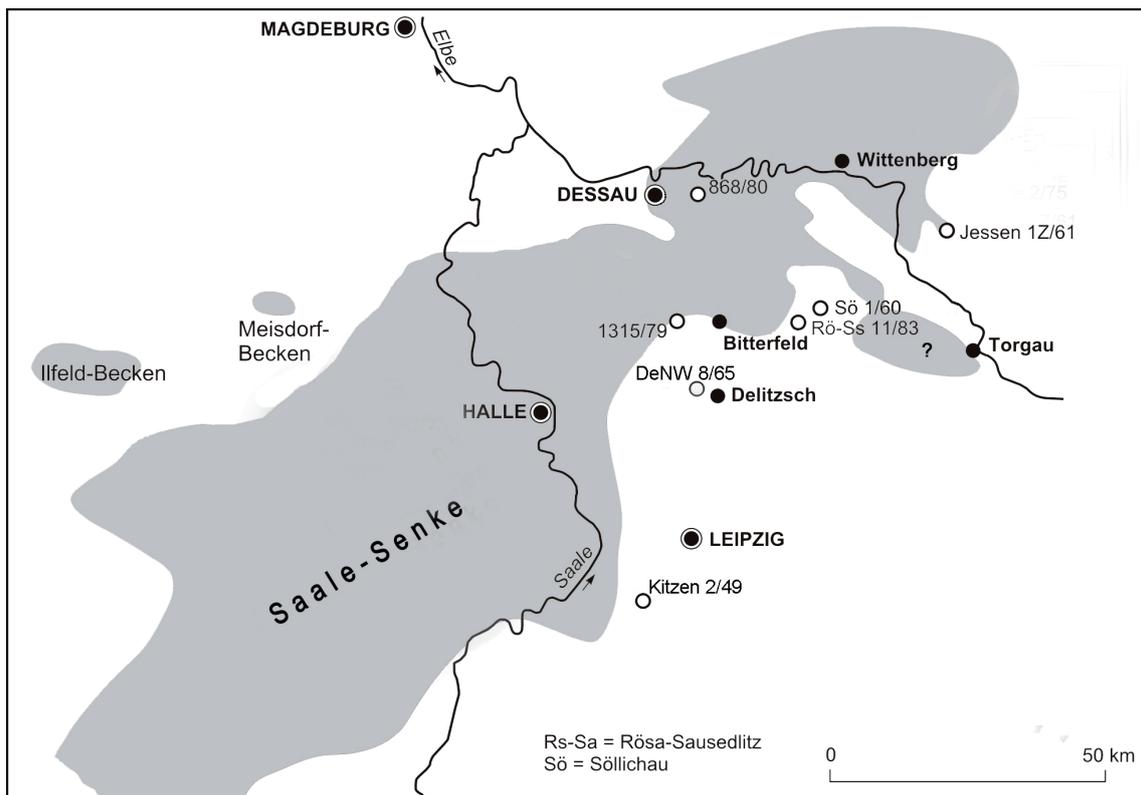


Abb. 1 Vermutete heutige Verbreitung der Stefan-Sedimente im NE-Teil der Saale-Senke mit Bohrungen, in denen sicher Westfal paläobotanisch belegt ist (ergänzt nach SCHWAB & EHLING 2008).

angeschlossen werden konnten, ist ein überregionaler Vergleich mit den bisher nachgewiesenen Westfal-Vorkommen am Ostrand der stefanischen Saale-Senke¹⁾ bzw. südlich der Mitteldeutschen Kristallinzone (MKZ) deutlich schwieriger, was auch für die Zuordnung der Vorkommen untereinander gilt.

Zwei der bisher beschriebenen Vorkommen liegen zwischen Bitterfeld und Torgau. Sie haben Abfolgen des Westfal A/B erschlossen, wie REMY (1975) in der Bohrung Söllichau 1/60 und KAHLERT & SCHULTKA (2000) in der Bohrung Rösa-Sausedlitz 11/83 nachgewiesen haben. Südöstlich von Wittenberg soll dagegen nach Daber (1963) in der Bohrung Jessen 1Z/62 eine jüngere Westfal-Flora (Westfal C/D) auftreten.

Für eine vergleichende Betrachtung neu nachgewiesener Westfal-Floren östlich von Dessau war es erforderlich, die Flora der Bohrung Jessen 1Z/62 zu überarbeiten; nicht zuletzt, weil GAITZSCH et al. (1998) ohne nähere Erläuterung die bisherige stratigraphische Einstufung der Jessen 1Z/62 in das Westfal C/D dahingehend modifiziert haben, dass nunmehr nur noch Westfal C in der Bohrung auftreten soll.

Darüber hinaus ist die lithologische Erfassung der Bohrung Jessen 1Z/62 wichtig, um die Fazies und die mögliche Verbreitung fossiliferer Abfolgen in der Region, die als Westfal angesprochen werden, beurteilen zu können.

¹⁾ Die Bearbeiter benutzen weiterhin den klassischen Begriff „Saale-Senke“ (nicht Saale-Bekken i.S. von SCHWAB & EHLING 2008) als größeren, übergreifenden Senkungsraum, weil sich dadurch die sehr differenziert ausgebildeten Molassen unterschiedlichen Alters leichter deuten lassen.

2. Geologische Position, Bearbeitungsstand und unsere Untersuchungen

Die Bohrung Jessen 1Z/62 liegt nordöstlich des Elbelineaments bei Wittenberg. Nach SCHNEIDER (1996) gehört der Bereich um die Bohrung zum NE-Rand der asturisch angelegten Saale-Senke, einem NE-SW streichenden Sedimentationsraum des Stefans bis Oberrotliegenden, der mit ca. 150 km Länge und ca. 90 km Breite am SW-Rand des Thüringer Beckens beginnt und sich über Erfurt sowie den Raum Halle-Leipzig bis zur Elbe fortsetzt. Nach KATZUNG & KRULL (1984) sowie nach GAITZSCH et al. (1998) geht dieser Sedimentationsraum in die oberkarbone Vorsenke über.

Die Bohrung wurde von ERZBERGER (unveröffentl., 1967) dokumentiert und ausgewertet. Die von ihm aufgefundene Flora hat DABER (1963, 1969) bearbeitet und stratigraphisch eingestuft (s.u.). Bei einer von REMY & KAMPE im Jahre 1994 erfolgten Durchsicht der hinterlegten Belege wurde festgestellt, dass eine Neubearbeitung der Flora zu neuen Ergebnissen führen könnte.

RÖSSLER (1995) dokumentierte die Bohrung Jessen 1Z/62 lithologisch erneut und leitete daraus zusammen mit anderen Bohrungen das Litho- und Biofaziesmuster einer kontinentalen Entwicklung ab. Alter und Grenzen hat er weitgehend von ERZBERGER (unveröffentl. 1967) und DABER (1963) übernommen, ausgenommen die Westfal-Stefan-Grenze, die er 1,8 m höher legt. GAITZSCH et al. (1998) übernehmen diese lithologischen Grenzen ebenfalls, ändern aber das Alter der Sedimente von Westfal C/D in Westfal C, ohne dafür neue paläontologische Fakten zu nennen.

Nunmehr wurden die vorhandenen Kerne von 1000,0 m bis 1202,40 m und alle in den verschiedenen Sammlungen (MfN, BGR-Berlin u. Lithothek TU Freiberg) zugänglichen Proben noch einmal dokumentiert, um zu ermitteln, ob die Gesteine mit anderen Vorkommen im o.g. Raum vergleichbar sind. Darüber hinaus sollte geprüft werden, ob die stratigraphischen Grenzziehungen zwischen Westfal und Stefan bei Teufe 1065,30 m nach

ERZBERGER und 1063,50 m nach RÖSSLER berechtigt sind und ob noch weitere bestimmbar Florenreste die stratigraphische Einschätzung bestätigen oder nicht.

Nach Untersuchungen von ERZBERGER (unveröffentl. 1967) hat die Bohrung Jessen 1Z/62 unter Känozoikum, Mesozoikum und Zechstein molassoide Sedimente des Rotliegenden, Stefans und Westfals erschlossen. Da das Profil bisher nicht publiziert ist, hier eine Kurzfassung nach ERZBERGER:

- 93,10 m Pleistozän
- 176,10 m Tertiär
- 558,40 m Trias, Buntsandstein
- 667,85 m Zechstein
- 570,80 m Aller- u. Leine-Serie
- 608,00 m Staßfurt-Serie (mit Auslaugung – kein Salz)
- 667,85 m Werra-Serie, mit Äquivalenten vom Anhydrit bis 644,0 m, Zechstein-Kalk bis 663,30 m, Zechstein-Mergel bis 667,50 m und Kupferschiefer bis 667,85 m
- 683,30 m Oberrotliegend (Saxon II)
- 721,20 m Rotliegend (?Saxon), an Basis Erosionsdiskordanz
- 761,70 m tiefes Rotliegend oder Siles (5,95 m Kern, ab 726,60 m bis 1000,30 m mit Meißel gebohrt und nur wenige Kontrollkerne)
- 1065,30 m Stefan, Äquivalente der Mansfeld-Schichten, ab 1000,30 m Kernbohrung,
- 1202,40 m Westfal C/D, ~ Grillenberg-Schichten (hoher Kernverlust in Schluffsteinlagen)
- 1231,60 m (Et) Paläoandesit und Tuff ohne Altersangabe

Von ERZBERGER wurden die lithologischen Einheiten wie auch die Grenzen im o.g. Kurzprofil weitgehend nach den geophysikalischen Bohrlochmessungen festgelegt. Das gilt auch für die Grenzlegung von Westfal zu Stefan bei 1065,30 m, wobei sich ERZBERGER zusätzlich (unveröffentl. 1967) auf den Farbwechsel bei den Sedimenten von rot zu grau in diesem Teufenabschnitt und offensichtlich auf DABER (1963) stützte. Dieser hatte bei Teufe 1051,50 m *Odontopteris genuina* bestimmt und daraus auf ein stefanisches Alter der Schichten geschlossen.

RÖSSLER (1995) konnte bei seiner detaillierten Durchsicht der Kerne über die Funde von ERZBERGER hinaus keine weiteren bestimm- baren Pflanzenreste finden, die für stratigra- phische Aussagen nutzbar wären. Er gliedert die gesamte Abfolge in Zyklen und legt sei- ne Grenzen vornehmlich nach lithologischen Befunden fest. So wird die Gesteinsabfolge im Westfal von einer „Grobklastika dominier- ten, alluvialen fan-/braided river Sequenz“ gebildet. Diese wird aus etwa 10 m mächtigen „fining up-Zyklen komponentengestützter Konglomerate mit gerundeten Geröllen“ auf- gebaut. Das Geröllspektrum aller Konglome- rate ist nach ERZBERGER und RÖSSLER gleich. ERZBERGER (unveröffentl., 1967) nennt Milch- quarze, schwarzgraue Quarzite, geschieferte Kieselgesteine und Arkosen sowie im Kern- marsch bis 1177,80 m ein 4 x 5 cm großes Q-Fsp-Gestein (?Granitoid) und ein Quarz- Porphyrgeröll. Nach RÖSSLER (1995) bestehen die Hauptkomponenten, die vereinzelt bis 7 cm Ø erreichen, aus graugrünen Quarziten, Lyditen, Metamorphiten sowie Gangquarzen. Für den Abschluss der Zyklen gibt Rössler geringmächtige feinsandige Schluffsteine an, teilweise mit gut entwickelten Wurzelböden.

Den letzten Zyklus im Westfal lässt RÖSSLER (1995) mit einem 1,7 m mächtigen schwarz- grauen Feinsandstein bei 1063,50 m enden. Die nach geringem Kernverlust einsetzende „fluviale Rotfazies-Folge feinsandiger, z.T. bioturbater Schluffsteine, in der nur selten geringmächtige Konglomerat-Körper einge- schaltet sind“, wird von RÖSSLER bereits in das Stefan gestellt.

Der Unterschied der Grenzfestlegung zwi- schen den beiden Bearbeitern liegt somit le- diglich darin, dass ERZBERGER seine Grenze an die Oberkante des letzten ausgeprägten Kon- glomerates legt, während RÖSSLER als Grenze den Abschluss eines seiner Zyklen benutzt.

Auf einen sehr hohen Inkohlungsgrad schließt DABER (1963) völlig überzeugend aus dem Auftreten von Gümbeilit auf den Pflan- zenabdrücken und vergleicht mit dem Inkoh- lungsgrad der Anthrazitkohlen des Obervisé's von Doberlug-Kirchhain. Diese Aussage wird

allerdings durch später durchgeführte Refle- xionsmessungen überraschenderweise einge- schränkt. Die Werte - gemessen an 5 Proben aus Teufen zwischen 1061,50 m und 1184,20 m - liegen nämlich lediglich zwischen 1,38 bis 1,97%, nur ein Wert erreicht zumindest 2,25%. Somit handelt es sich hier um Fett- bis Esskohle und nicht um Magerkohlen bis Me- taanthrazite wie ursprünglich vermutet.

Mikrofloristische Untersuchungen an 14 Proben mittels Dünnschliffen waren negativ, d.h. sie enthielten angeblich wegen des „zu hohen Inkohlungsgrades“ keine identifizierbaren Mikrofossilien (DÖRING 1966).

3. Lithologische Bemerkungen über die Abfolge von 1202,40 m bis 1000,30 m

Im Rahmen eines internen Berichtes für das Landesamt für Geologie und Bergwe- sen Sachsen-Anhalt (KAHLERT, KAMPE & SCHULTKA 2009) wurde das sedimentäre Pa- läozoikum ab etwa 1000 m in der Bohrung Jessen 1 Z/62 nochmals genauer untersucht. Weitgehend konnten die Beobachtungen von RÖSSLER (1995) bestätigt werden. Die Ergeb- nisse sind in Form eines graphischen Profils dargestellt (Abb. 2).

Die sedimentäre Abfolge über dem Vulkanit beginnt mit einem Aufbereitungshorizont bei Teufe 1202,0 m und nicht, wie in dieser Ge- gend weit verbreitet, mit einem Konglome- rat, das dem Grundgebirge aufliegt. Darüber folgen dann etwa 20 m mächtige mittel- bis grobkörnige feldspatführende Sandsteine, in denen ab Teufe 1195 m wenige geringmäch- tige Feinsandsteine mit Wurzeln und Wurzel- böden auftreten. Erst ab Teufe 1177,30 m set- zen Konglomerate ein, die bis etwa 1050,4 m vorherrschend sind. Sie zeigen das bereits von Erzberger (unveröffentl. 1967) beschriebene und von RÖSSLER (1995) bestätigte einheitli- che Geröllspektrum. Die Mächtigkeiten der Grobklastite schwanken stark und erreichen maximal etwa 40 m. In diesen Grobklastiten sind mehrfach schwarzgraue Schluff- und Feinsandsteine von wenigen dm-Mächtig- keiten entwickelt, nur zwei Lagen erreichen

Bohrung Jessen 1/1962

Geologisches Profil mit Florafunden und Gamma-Messung
Ausschnitt 1000,0 m bis 1231,6 m

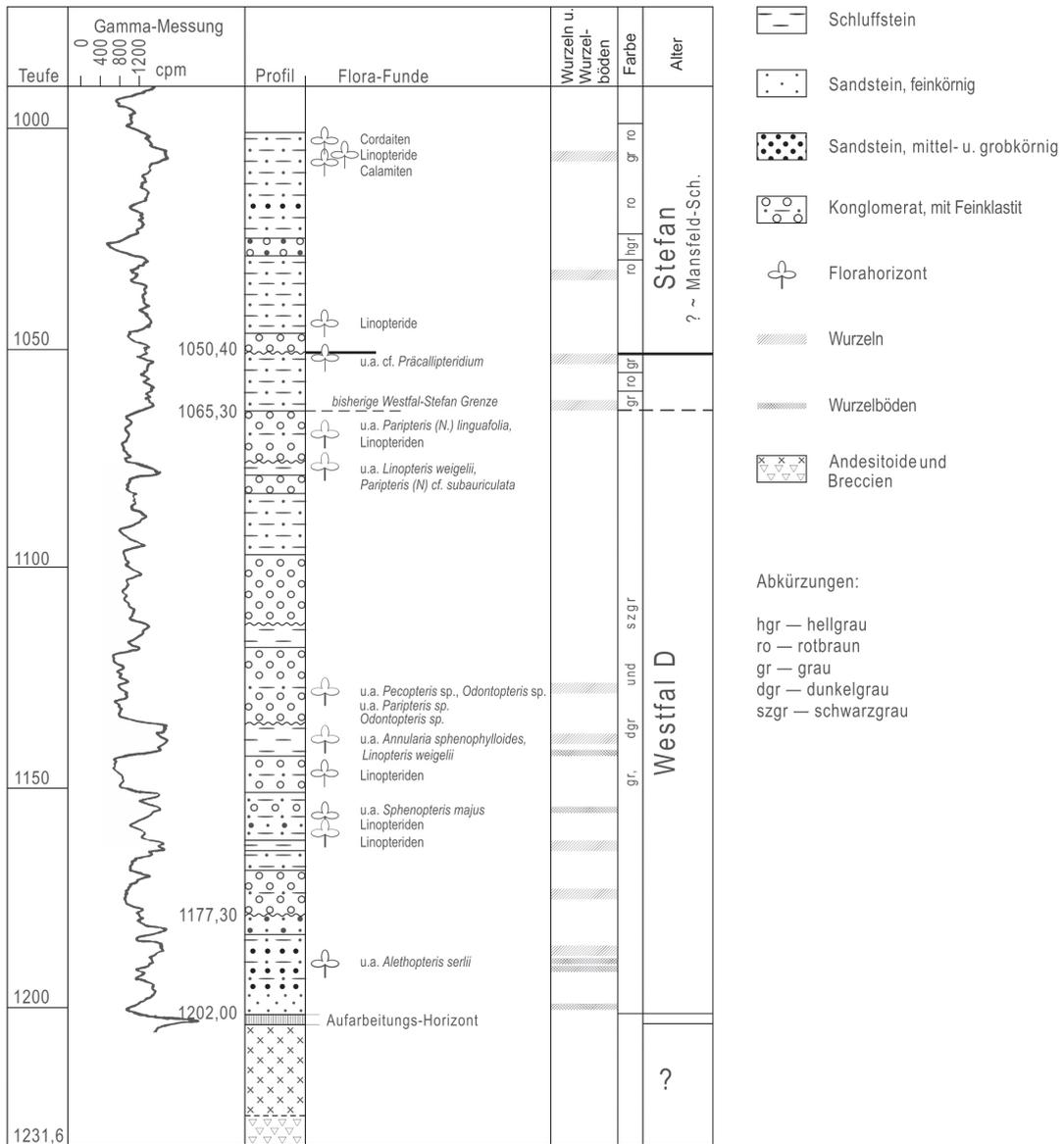


Abb. 2 Profil der Bohrung Jessen 1Z/62 ab 1231,60 (Et) m bis 1000,30 m mit Lage der Funde fossiler Pflanzen, Verbreitung von Wurzeln und digitalisierter Gamma-Kurve.

annähernd 8 m und 14 m. Vor allem in den mächtigeren Horizonten im tieferen Teil des Profils bis ca. 1137 m treten Wurzeln und Wurzelböden mehrfach auf. Hinweise auf Brandschiefer oder gar Steinkohlenflöze konnten nicht beobachtet werden, was auch die geophysikalischen Bohrlochmessungen bestätigen.

Ab der Teufe 1065,30 m treten dann Schluff- und Feinsandsteine auf, die überwiegend violettgrau bis rotbraun gefleckt sind. An der Unter- bzw. Oberkante sind sie auf etwa 2 m dunkelgrau gefärbt. In diesen grauen Schichten, die lithologisch den Sedimenten im Liegenden sehr ähneln, finden sich wiederholt Durchwurzungen und bei 1051,50 m die bereits genannte „*Odontopteris genuina*“ zusammen mit vereinzelt Appendices.

Im weiteren Hangenden bei Teufe 1050,40 m tritt dann ein hellrotbraunes, etwa 3,40 m mächtiges Konglomerat auf. Es zeigt teilweise gut gerundete fein- bis mittelkiesige Gerölle, selten werden Durchmesser bis 5 cm erreicht. Neben den aus den tieferen Schichten bekannten Geröllkomponenten, wie grünlichen Grauwacken, Milchquarzen, eckigen Lyditen und rotbraunen Quarziten, treten annähernd 1 cm große Porphyrgerölle hinzu. Vor allem die größeren Gerölle lösen sich häufig aus dem Verband.

Damit unterscheiden sich diese Konglomerate deutlich von denen im Liegenden durch die Zusammensetzung der Komponenten, der Farben und durch ihren Verfestigungsgrad.

Zwischen 1047,0 m und 1000,30 m sind rotbraune Schluff- und Feinsandsteine im Wechsel mit hellgrauen grobkörnigen Sandsteinen bis Konglomeraten von 1,80 m bis 3,60 m Mächtigkeit erschlossen. Die Schluffsteine besitzen hellgrüne Bleichungen, die den Verlauf von inzwischen vollständig abgebauten Wurzeln nachzeichnen. Es handelt sich dabei nicht mehr um Lycopside-Wurzeln, wie das im Liegenden praktisch ausnahmslos der Fall ist. Möglicherweise sind es Organe von Pteridospermen.

Es gibt Hinweise auf Bodenbildungen,

Caliche-Karbonate wurden dagegen nicht angetroffen. Makroskopisch gleichen diese Gesteine denen, wie sie in den Bohrungen Riesigk 1E/59 und CoswigN 1E/60 östlich bzw. nordöstlich von Dessau als Mansfeld-Schichten erschlossen wurden.

4. Ergebnisse der paläobotanischen Auswertung

Grundlage der taxonomischen Nachbearbeitungen ist das von ERZBERGER (unveröffentl., 1967) gesammelte und von DABER (1963) teilweise publizierte fossile Pflanzenmaterial, das in den Sammlungen der BGR, Dienstbereich Berlin, und der Stiftung Museum für Naturkunde Berlin aufbewahrt wird. Hinzu kommen einige wenige Proben, die bei der erneuten Durchsicht der Bohrung im Kernlager des LAGB Sachsen Anhalt in Halle gefunden wurden und sich jetzt im MfN befinden.

Wurzeln sind im gesamten Profil vertreten, wobei es sich vornehmlich um Lycopside-Wurzeln handelt, deren Häufigkeit und Dichte vom Liegenden zum Hangenden hin abnimmt. Andere Wurzeltypen finden sich lediglich im Hangenden der Abfolge und sind relativ selten. In allen Feinklastiten zwischen 1195 m und 1130 m sind Lycopside-Wurzelböden in dm-Mächtigkeit entwickelt, bei 1185 m kommt es darüber hinaus zur Bildung von mm-mächtigen Kohleschmitzen. Bei 1080 m treten dann nur noch in einem fast m-mächtigen Horizont vereinzelt Lycopside-Wurzeln auf. Ein anderer Wurzeltyp, der zu den Artikulaten gerechnet werden kann, findet sich erstmalig bei Teufe 1065 m. Es handelt sich um Einzelwurzeln, Wurzelböden werden nicht ausgebildet. Ab Teufe 1047 m zum Hangenden hin sind Bodenhorizonte entwickelt, in denen sich aber nur sehr vereinzelt Spuren einer Durchwurzlung unklarer Zugehörigkeit finden.

DABER (1963) beschreibt die Makroflora und gibt aus der Bohrung ohne Teufenzuordnung folgende Arten an: *Alethopteris lonchitica* f. *serli*, *Annularia* aff. *sphenophylloides*, *Cordaites principalis*, *Linopteris obliqua*, *Re-*

ticulopteris münsteri, *Odontopteris genuina*; *Sphenophyllum* aff. *majus* und *Lepidodendron* sp.

Bei der Nachuntersuchung des Fossilmaterials konnten im Gegensatz dazu folgende Arten bestätigt bzw. neu bestimmt und stratigraphisch bewertet werden:

Annularia sphenophylloides ZENKER

Nachgewiesen bei 1138,05 m

DABER (1963) gibt diese Art nur als „affinis“-Bestimmung an, jedoch zeigen die vorliegenden Reste alle typischen Merkmale einer *A. sphenophylloides*.

Die Art ist ein sogenannter Durchläufer, erste Formen treten im oberen Westfal A auf (REMY & REMY 1977), das Verbreitungs-Maximum scheint im Westfal D/tiefen Stefan zu liegen. So gehört sie z.B. im Becken von Zwickau zu den die Flora beherrschenden Formen (KAHLERT & SCHULTKA 2009). Im Saargebiet ist die Form im gesamten Stefan nicht selten (LAVEINE 1989), selbst im tieferen Rotliegenden wird sie noch vereinzelt angetroffen (BARTHEL 2004).

Sphenophyllum majus (BRONN 1828) BRONN 1835

(Taf. 1, Abb. 1 und 2)

Nachgewiesen bei 1156,70 m

Die vorliegenden Blättchen sind mit 10 mm Länge etwas kleiner als bei dem von REMY (1962) emendierten Material. Des Weiteren stimmen aber das Längen-Breiten-Verhältnis und die Morphologie mit der Beschreibung REMY's weitgehend überein.

Während REMY & REMY (1977) die stratigraphische Verbreitung mit Westfal C bis Westfal D angibt, bezieht STORCH (1980) (gestützt auf einen Vortrag von BOERSMA in Moskau 1975) noch das Stefan A als im Wesentlichen gesichert mit ein.

Cordaites sp. (sog. *principalis*)

Nachgewiesen bei ?1003,50 m; 1015,0 m; 1030,50 m; 1051,50 m; 1079,40 m; 1079,50 m und 1160,50 m

Wie erst in neuester Zeit wieder BARTHEL

(2007) belegt, sind Cordaitenblätter im Abdruck allerdings nicht näher bestimmbar. Alle morphologischen Details gehen ineinander über, eine Abtrennung und damit eine Art-Bestimmung sind nicht möglich. Aus stratigraphischer Sicht handelt es sich um Durchläufer, die seit dem Namur bekannt sind und auch noch im Perm auftreten. Im Stefan und tieferen Perm wird diese Formgattung häufiger, weil die Cordaiten in die Moore einwandern und dadurch ihr Erhaltungspotential erhöhen. Vermehrte Cordaiten-Funde können somit auf höheres Karbon bis tieferes Rotliegendes hinweisen, darüber hinaus sind Cordaitenfunde jedoch ohne jeglichen stratigraphischen Wert, auch wenn DABER (1963) das Auftreten von *Cordaites principalis* zur stratigraphischen Einstufung (hier für das Stefan) heranzieht.

Alethopteris serlii (BRONGNIART) GOEPPERT

(Tafel 1, Abb. 3)

Nachgewiesen bei 1189,40 m

Der vorliegende, sehr unvollständige Rest ist nur schwer bestimmbar, weist aber im Habitus auf *A. serlii* hin, wie das bereits Daber (1963) gesehen hat.

Inzwischen wurden die Arten *A. lonchitica* und *A. serlii* als taxonomisch eigenständige Arten erkannt und entsprechend nomenklatorisch behandelt, wie z.B. ZODROW & CLEAL (1998) ausführen. Zuletzt wies noch einmal WAGNER (2008) darauf hin, dass GOTHAN (1953) doch die Variationsbreite der *A. lonchitica* zu weit fasste. Dadurch wird auch die stratigraphische Abgrenzung etwas schärfer.

Die Gattung *Alethopteris* wird im Westfal D selten, hält aber mit einzelnen Formen wie z.B. mit *A. schneideri* STERZEL bis in das Rotliegende durch (BARTHEL 2006). *A. serlii*, die im Gegensatz zu *A. lonchitica* (nach REMY & REMY 1977 ab höherem Namur bis Westfal C bekannt) frühestens im höheren Westfal C aufzutreten scheint (REMY & REMY 1977), wird zumindest im Westfälischen Steinkohlenrevier als einer der wenigen Vertreter der Gattung „regelmäßig“ im Westfal D angetroffen (JOSTEN & VAN AMEROM 1999). Sie scheint

in den tieferen Anteilen des Westfal D häufiger zu sein, tritt aber nach WAGNER (1968) im Stefan nicht mehr auf; zumindest vereinzelte Funde geben ZODROW & CLEAL (1998) noch für das Cantabrium an.

Linopteris brongniartii/obliqua

(Tafel 1, Abb. 5)

Nachgewiesen bei 1072,20 m; 1150,85 m; 1156,70 m und 1160,50 m

Die Linopteriden gehören zu den häufigsten Fossilfunden in der Bohrung Jessen 1 Z/62. Alle bisher nachgewiesenen Formen sind allerdings - abgesehen von der außerordentlich typischen *L. weigeli* (bisher nur bekannt aus dem Zwickauer Becken) - nicht eindeutig bestimmbar. Sie weisen weder die typischen Charaktermerkmale von *L. neuropteroides* (GUTBIER) POTONIÉ noch die von *L. brongniartii* (GUTBIER) POTONIÉ auf. Unterschiedlich ist in erster Linie die Ausbildung der Maschen, die die Adern in der Blattspreite bilden. Dieses morphologische Merkmal ist jedoch nicht eindeutig, es gibt viele Übergänge ohne taxonomisch eindeutige Bewertung, worauf bereits CARIDE et al. (1973) oder ZHANG et al. (1992) hingewiesen haben.

DABER (1963) weist alle diese Funde der *L. obliqua* zu, einer recht häufigen Linopteride aus dem Westfal des mitteleuropäischen Ruhrbeckens. Diese Art zeigt aber im Gegensatz zum vorliegenden Material u.a. einen typisch pendelnden Verlauf der Maschen (JOSTEN 1991, WAGNER & LEMOS DE SOUSA 1983). Zudem erscheinen die Maschen bei *L. obliqua* gedrungener, d.h. sie sind bei unseren Formen stärker ausgelängt. Darauf weisen auch WAGNER et al. (1983) hin, die sehr ähnliches Material (das ebenfalls zuerst als *L. obliqua* angesprochen wurde) aus dem höchsten Westfal D bzw. möglicherweise tiefsten Cantabrium des Santa Susana Beckens in Portugal beschreiben. Eine Zuordnung der vorliegenden Fiederchen zu *L. obliqua* erscheint uns daher eher nicht zuzutreffen.

Funde, die morphologisch zwischen *L. neuropteroides* und *L. brongniartii* vermitteln, werden in der Literatur vielfach erwähnt,

nicht zuletzt auch aus dem jüngeren Karbon Nordwestdeutschlands (JOSTEN 1966). Schon 1913 bildet GOODE (1913) eine *Linopteris subbrongniartii* aus Südwales (Westfal D) ab, die unserem Material ähnelt. Sonst entspricht die Blattgeometrie dieser Art allerdings nicht unserem Material.

Formen aus Spanien, die von den Bearbeitern in die Variationsbreite von *L. obliqua* gestellt werden, sind ebenfalls mit unserem Material vergleichbar, wie z.B. eine Form dieser Art aus den „faisceau Caleras“ (mittleres Westfal bis tiefes Stefan) bei CARIDE et al. (1973) oder eine *L. obliqua* aus dem Westfal D des Asturischen Karbonbeckens bei WAGNER (1971).

REMY & REMY (1977) geben *L. subbrongniartii* wie *L. obliqua* ab dem hohen Westfal C an. Im Westfal D sind sie dann weit verbreitet, was durch VAN AMEROM & VAN TONGEREN (2010) für das belgische Campine Becken bestätigt wird. Im Stefan und jüngeren Schichten scheinen beide Arten nicht mehr aufzutreten. Insgesamt erinnert das häufige Auftreten der Linopteriden sehr an die Zusammensetzung der Flora des hohen Westfal D im Zwickauer Becken (KAHLERT & SCHULTKA 2009), wo ebenfalls sehr häufig Übergangsformen wie die hier Beschriebenen auftreten.

Linopteris weigeli STERZEL

(Tafel 2, Abb. 2)

Nachgewiesen bei 1079,40m und 1138,05 m

DABER (1963) bestimmte diese Stücke als *R. münsteri* und sah darin einen Beleg für paralische Verhältnisse. Es handelt sich hier um *Linopteris weigeli*, eine sehr deutlich abgrenzbare Linopteride aus dem Zwickauer Becken. Sie zeichnet sich durch die großflächig-linealisch gebauten Maschen in großen Fiederchen aus. Auch in kleinen Resten ist diese Art daher leicht erkennbar, gut zu bestimmen und kaum mit anderen Formen zu verwechseln.

R. münsteri unterscheidet sich von *L. weigeli* deutlich durch die Nervatur. So laufen z.B. bei *R. münsteri* - im klaren Gegensatz

zu *L. weigeli* - die Maschen im Bogen über die Spreite und treffen fast senkrecht auf den Rand (Taf. 2, Abb. 1). Dort bilden sie dann alle eine zum Rand parallel laufende Reihe annähernd gleich großer Maschen. Bei *R. weigeli* verlaufen sie gerade und treffen mit unterschiedlichen Maschenformen im spitzen Winkel auf den Rand (Taf. 2, Abb. 2).

Im Vergleich zu anderen Linopteriden stellt *L. weigeli* ein eher seltenes aber kennzeichnendes Element der Flora im Zwickauer Becken dar. Diese eigentlich endemische Form für das Zwickauer Becken ist inzwischen auch aus dem Oberkarbon des Kaukasus nachgewiesen (RUBAN et al. 2007). Sie dürfte als Charakterart im Sinne von REMY & REMY 1977 für das höhere Westfal D gelten.

Paripteris (Neuropteris) linguaefolia BERTRAND (Tafel 1, Abb. 7)

Nachgewiesen bei 1072,20 m

Bei den verschiedenen Bearbeitern unterscheidet sich die Geometrie der Fiederchen dieser Art. So bilden REMY & REMY (1977) sowie LAVEINE (1989) sehr kompakte, an der Spitze breit gerundete Formen ab, während GERMER & ENGEL (1986) und BERTRAND (1930) eher schmalere, stärker zugerundete Fiederchen zu *P. linguaefolia* stellen, die sich damit morphologisch stark der *P. pseudogigantea* (H. POTONIE) GOTHAN nähern. Ob sich damit stratigraphisch auswertbare Unterschiede zeigen oder ob es sich nur um innerspezifische Variationen handelt, kann hier nicht geklärt werden.

Nach REMY & REMY (1977) ist die Art im Westfal C und D verbreitet. Sein Maximum hat das Taxon dabei offensichtlich im Übergang Westfal C/D, kommt aber noch im gesamten Westfal D des Saargebietes häufiger vor (GERMER & ENGEL 1986). Auch LAVEINE (1989) kann diese Art bis in das mittlere Westfal D des lothringischen Beckens nachweisen. Im belgischen Karbon soll die Art das Westfal D allerdings nicht mehr erreichen (VAN AMEROM & VAN TONGEREN 2010).

Paripteris (Neuropteris) cf. subauriculata STERZEL

(Tafel 1, Abb. 6)

Nachgewiesen bei 1079,40 m

Aufgrund der undeutlichen Erhaltung ist eine sichere Bestimmung der Reste nicht möglich. Trotzdem erscheint uns die Zugehörigkeit zu *N. subauriculata* wahrscheinlich, weil die Aderung nicht ausgeprägt fächerartig ist. Dies ist der Fall bei *N. auriculata* BRONGNIART oder *Odontopteris schlotheimii* BRONGNIART, zwei Pteridospermen aus dem oberen Stefan bis Perm, die der *N. subauriculata* sehr ähnlich sein können, zumal wenn nur so schlecht erhaltene Reste wie in dieser Bohrung vorliegen.

N. subauriculata wurde aus dem Zwickauer Becken unter dem Namen *N. rotundifolia* BRONGNIART erstmalig von GUTBIER (1835) beschrieben und von STERZEL (1901) als eigenständige Art erkannt. Sie ist in Zwickau sehr häufig, ist aber keine Lokalart dieses Beckens, wie DABER (1955) annimmt, sondern tritt gelegentlich im Westfal D des gesamten euramerischen Raumes auf (LAVEINE 1989).

Odontopteris sp.

Nachgewiesen bei 1129,80 m

Durch diesen Rest ist eine weitere Odontopteride belegt, die sich allerdings nicht näher bestimmen lässt. Die Gattung ist seit dem Westfal D gut belegt (JOSTEN & VAN AMEROM 1999), REMY (1959) gibt sie bereits ab dem Westfal C an. Kleinere Formen können offensichtlich - wie in Zwickau *Odontopteris reichiana* - im höheren Westfal D schon sehr häufig sein (SCHULTKA & KAHLERT 2009) und ganze Floren charakterisieren.

cf. *Praecallipteridium* sp.

(Taf. 1, Abb. 4)

Nachgewiesen bei 1051,50 m

DABER (1963) bestimmte bei oben genannter Teufe einen Pteridospermenrest als *Odontopteris genuina* und schloss damit auf ein stefanisches Alter dieses Profilabschnitts.

Aufgrund der Emendierung der *Odontopteris genuina* durch REMY & REMY (1975) und einer Neubewertung der wenigen Merkmale ist diese Bestimmung aber nicht mehr zutref-

fend.

Gegen die Erstbestimmung sprechen neben der Geometrie der Fiedern letzter Ordnung vor allem die geringe Verwachsung der Fiederchenbasen sowie die deutliche Mittelader. Das allein schließt bereits eine Zuordnung zur Gattung *Odontopteris* weitgehend aus. Schon FRANKE (1912) führt dieses Merkmal als Hauptunterschied zu anderen, ähnlichen Gattungen an.

Der Umriss der Fiederchen ist gedrunken dreieckig mit breit gerundeter Spitze. Aufgrund der Erhaltung ist die Aderung schlecht erkennbar. Es scheinen nur wenige Nebenaern entwickelt zu sein, die parallel zu den Seitenadern in die Blattspreite eintreten. Die kräftige Mittelader ist bis zu zwei Dritteln der Fiederchenlänge deutlich markiert. Davon gehen die relativ weitständigen (um 25 bis 30 Aern/cm), offensichtlich nur im unteren Drittel des Fiederchens kaum mehr als zweimal gegabelten Seitenadern im Bogen ab und treffen im spitzen Winkel auf den Rand.

Diese Merkmale weisen auf eine Zugehörigkeit zu den Callipteridien hin. Der insgesamt noch stark alethopteridische Charakter des Fiederrestes lässt vermuten, dass hier die Gattung „*Praecallipteridium*“ vorliegt. SETLIK (1977) bildet eine Form von *Praecallipteridium rubescens* ab, die aus dem Westfal D der Nýřany-Formation in Tschechien stammt und unserer Form nahezustehen scheint. Ob es sich hierbei tatsächlich um diese Pflanzengruppe handelt, kann nicht mit Bestimmtheit gesagt werden, da wegen der Unvollständigkeit des Restes keine Zwischenfiedern nachweisbar sind.

5. Stratigraphie

DABER (1963) beschreibt bei Teufe 1051,50 m eine *Odontopteris genuina* und führt dieses Taxon zusammen mit *Cordaites principalis* als Beleg für stefanisches Alter an. Die im Liegenden erbohrten Schichten stuft er in das Westfal „D oder C“ ein und stützt sich dabei vor allem auf *Reticulopteris münsteri* und *Linopteris obliqua*. GAITZSCH et al. 1998 stu-

fen diese Schichten ohne weitere Erläuterungen in das Westfal C ein (wahrscheinlich auf der Basis der weit gefassten Einstufung von DABER 1963).

Aufgrund unserer Untersuchungen können wir sagen, dass ein Westfal-C-Alter für die tieferen grauen Schichten der Bohrung Jessen 1Z/62 auf der Basis der nachgewiesenen Florenelemente eher unwahrscheinlich ist. Als älteste Form darf *P. (N.) linguaeifolia* gelten, die ihr Maximum der Verbreitung allerdings erst im Übergang Westfal C/D hat. Ausgerechnet diese Form tritt aber relativ hoch im Profil bei 1072,20 m auf. Als Vertreter der Alethopteriden könnte auch *A. serlii* im tiefsten Teil der Bohrung auf ein höheres Alter hinweisen, aber auch dieses Taxon ist im Westfal D deutlich häufiger als im Westfal C. Ähnliches gilt für die vielen Funde der *L. subbrongniartii*, die DABER (1963) als *L. obliqua* angesprochen hat. Beide Taxa sind im Westfal C zwar verbreitet, widersprechen aber auch nicht einer Einstufung in das Westfal D (REMY & REMY 1977). Im Stefan finden sich beide Formen nicht mehr.

L. weigeli, die *Odontopteriden* und die *P. cf. subauriculata* sprechen für die Einstufung in das Westfal D. Auch das vermutliche *Praecallipteridium* belegt zumindest höchstes Westfal bis Cantabrium, selbst Stefan kann nicht völlig ausgeschlossen werden. Im Stefan noch gut vertreten ist vor allem *Sphenophyllum majus*, eine Form die allerdings genauso im hohen Westfal nachweisbar ist.

Annularia sphenophylloides, eine vom Westfal A bis Stefan durchhaltende Art, die ihren Verbreitungshöhepunkt im Westfal D hat, ist dagegen nur wenig aussagekräftig, sie trägt aber zum Gesamtbild der Flora bei, das sich sehr den Verhältnissen im Zwickauer Becken annähert. Damit spricht die Vergesellschaftung insgesamt für die Einstufung in hohes Westfal D.

Paläobotanische Belege für ein stefanisches Alter der in Rotfazies ausgebildeten Schichten mit ihren Calcrete- oder Caliche-Bildungen fanden sich bisher nicht. Tatsächlich kann jedoch Stefan-Alter ab Teufe 1050,40 m und

höher auch nicht ausgeschlossen werden.

Der von DABER (1963) vermutete paralische Einfluss gründete sich auf *R. münsteri* und *L. obliqua*, zwei Taxa, deren Auftreten in der Bohrung Jessen 1Z/62 nicht bestätigt werden kann. Vielmehr weisen die paläobotanischen Funde auf eine Verbindung mit den intramontanen Becken im Süden hin, vor allem mit dem Zwickauer Becken. Das deckt sich mit den lithologischen Befunden von RÖSSLER (1995), der ebenfalls von einer kontinentalen Entwicklung ausgeht. Paralische Einflüsse sind damit in diesem Gebiet bisher noch nicht belegt, wie das bereits GAITZSCH et al. (1998) zum Ausdruck bringen.

6. Abgrenzung Westfal gegen Stefan

In den Sedimentfolgen ab Teufe 1050 m sind keine näher bestimmbaren Pflanzenfossilien mehr gefunden worden. Die wenigen Horizonte mit Pflanzenfossilien lassen nur noch Gruppenbestimmungen zu. So fanden sich oberhalb von etwa 1060 m Teufe nur noch wenige Calamiten, 2 Linopteriden und einige Cordaitenreste.

Die Durchwurzelung der Sedimente geht stark zurück; Wurzeln sind allerdings bereits oberhalb von etwa 1130 m selten, nicht zuletzt wegen des Vorherrschens von Konglomeraten. Aber trotz einer Tendenz zu feiner klastischen Ablagerungen ab 1065,30 m nimmt die Durchwurzelung nicht wieder zu. Zudem fehlen Wurzeln, die auf Lycopsiden zurückzuführen sind, ab etwa 1050 m vollständig.

Eine Grenzziehung zwischen Westfal und Stefan in der Bohrung Jessen 1Z/62 kann sich daher vornehmlich nur auf lithologische Merkmale stützen.

ERZBERGER hatte 1967 in einer unveröffentlichten Dokumentation die Westfal/Stefan-Grenze bei 1065,30 m am Top eines mächtigeren Konglomerates angenommen. Die konglomeratreiche, dunkelgraue bis graue Fazies schlägt hier in eine Rotfazies um, in der nur noch selten geringmächtige Konglomeratlagen eingeschaltet sind. RÖSSLER (1995), der das Profil als Folge von fining-up-Zyklen

deutet, lässt das Westfal an der Oberkante eines dieser Zyklen etwas höher bei Teufe 1063,50 m enden und beschreibt das Auftreten von Calcrete-Bildungen, die im Liegenden fehlen. Allerdings treten Bodenbildungen mit Calcretes erst oberhalb der Teufe 1050,40 m auf. In der knapp 15 m mächtigen feinklastischen Abfolge zwischen der Oberkante des Westfals, wie sie bisher definiert war, und der Unterkante des ersten, eindeutig stefanischen Konglomerates sind jeweils im oberen und unteren Abschnitt noch graue bis schwarzgraue, etwa 2 m mächtige Schluff- und Feinsandsteine ausgebildet. Erst oberhalb dieser Abfolge ist der Faziesumschlag vollständig und kann in seiner Prägnanz von den jetzigen Bearbeitern voll bestätigt werden.

Auffällig ist auch das Verschwinden der Lycopsidenwurzeln erst ab etwa 1050 m Teufe, was auf einen tiefgreifenden Fazieswechsel hindeutet. Auch RÖSSLER (1995) sieht hier einen stratigraphischen Zusammenhang und weist auf das Fehlen dieser Pflanzengruppe in den jüngeren (stefanischen) Schichten hin.

Aus diesen Ablagerungen stammt der Pflanzenrest, den DABER (1963) als *Odontopteris genuina* (cf. *Praecallipteridium* in dieser Arbeit) bestimmte und worauf er in erster Linie die Einstufung dieser Schicht in das Stefan stützte. Diese Auffassung kann nach der Neubewertung der Flora so nicht mehr aufrechterhalten bleiben (s.o.).

Darüber hinaus besitzt der zwischen den grauen Feinklastiten liegende Sandstein nicht die typische rotbraune Färbung der Mansfeld-Schichten, sondern ist violettgrau bis rötlich, teilweise rotbraun gefleckt. Offensichtlich handelt es sich um sekundäre Färbungen. Durchgehend treten Wurzeln und sogar noch Wurzelböden auf. Rotbraune Sedimente, wie man sie von den Mansfelder Schichten kennt, setzen erst oberhalb von 1050,40 m mit einem geringmächtigen Konglomerat ein. Dieses Konglomerat zeigt eine zum Liegenden deutlich unterschiedliche Zusammensetzung der Komponenten, zeitgleich setzt eine durchgehende, hellrotbraune Färbung ein, wie sie in den Mansfelder Schichten als typisch angese-

hen wird.

7. Zusammenfassung

In der vorliegenden Arbeit wird an Hand der Bohrung Jessen 1Z/62 versucht, Daten zur Fazies und zur stratigraphischen Entwicklung des Westfals in Sachsen-Anhalt am Nordwestrand des Saxothuringikums zu gewinnen. Damit können unsere Kenntnisse über die Entwicklung des Oberkarbons (Westfal und Stefan) in Sachsen-Anhalt auf der mitteldeutschen Kristallinzone und den angrenzenden Phyllitonen oder aber übergreifend auf beiden Einheiten besser eingeschätzt werden.

Derzeit gehen wir jedenfalls von Teilbecken (vielleicht sogar kleinen eigenständigen Becken) im Westfal aus, in denen die Sedimentation zu unterschiedlichen Zeiten begann und damit wohl auch eine unterschiedliche Entwicklungsgeschichte zeigen.

Die Gesamtbeurteilung der Flora in der Bohrung Jessen 1 Z/62 lässt nur eine Einstufung in das Westfal D zu. Elemente des Westfal C sind lediglich als Nachläufer zu betrachten, Stefan kann floristisch nicht belegt werden, ist aber lithologisch überzeugend darstellbar.

Unter Berücksichtigung aller zur Verfügung stehender Daten erscheint es schlüssig, die Westfal-Stefan-Grenze in der Bohrung Jessen 1Z/62 bei Teufe 1050,40 m in den bereits rot gefärbten Schichten anzunehmen. Damit konnte erstmalig in den intramontanen Teilbecken der östlichen Saale-Senke (allem Anschein nach sekundär) rot gefärbtes Westfal D nachgewiesen werden.

Das Fehlen von biostratigraphisch belegten Teilen des Westfal B und des gesamten Westfal C im Ablagerungsraum zwischen Wittenberg und Bitterfeld fordert eine neue Definition sowohl der Roitzsch-Söllichau-Folge im Sinne von STEINBACH (1990) als auch der Roitzsch-Formation im Sinne von GAITZSCH et al. (1968).

8. Literatur

AMEROM, H.W.J. VAN & TONGEREN, P.C.H. VAN (2010): Results of renewed palaeobotanic

dating of Late Carboniferous strata (NE Belgian Campine Basin). *Geologica Belgica*, 13, 1-35. (available online 15.06.2009).

BARTHEL, M. (2004): Die Rotliegendflora des Thüringer Waldes Teil 2: Calamiten und Lepidophyten. *Veröffentlichungen des Naturhistorischen Museums Schleusingen*, 19, 19-48.

BARTHEL, M. (2006): Die Rotliegendflora des Thüringer Waldes Teil 4: Farnsamer und Farnlaub unbekannter taxonomischer Stellung. *Veröffentlichungen des Naturhistorischen Museums Schleusingen*, 21, 33-72.

BARTHEL, M. (2007): Die Rotliegendflora des Thüringer Waldes Teil 5: Ginkgophyten, Coniferophyten. *Veröffentlichungen des Naturhistorischen Museum Schleusingen*, 22, 41-67.

BERTRAND, P. (1930): Bassin Houiller de la Sarre et de la Lorraine. 1. Flore Fossile. 1. fasc., Neuropteridées. *Études des Gîtes Minéraux de la France*, 1-60.

CARIDE, C.; GREBER, C. & ORTUNG, G. (1973): Flore des faisceaux productifs du bassin central des Asturies (Espagne). *C.R. 7ième Congrès International de Stratigraphie et de Géologie du Carbonifère*, 2, 267-285.

DABER, R. (1955): Pflanzegeographische Besonderheiten der Karbonflora des Zwickau-Lugauer Steinkohlenreviers. *Geologie*, 13, 95 S.

DABER, R. (1963): Paläobotanische Hinweise auf eine paralisch beeinflusste Oberkarbon-Senke im tieferen Untergrund Nordostdeutschlands. *Geologie* 12, 683-699.

DABER, R. (1969): Paläobotanische Hinweise auf eine paralisch beeinflusste Oberkarbon-Senke im tieferen Untergrund Nordostdeutschlands II (Teil 1). *Geologie*, 18, 3, 253-297.

DÖRING, H. (1966): Protokollnotiz vom 16. 2. 1966 in der Bohrrakte Jessen 1Z/62 (unveröffentlicht)

DOUBINGER, J. & GERMER, R. (1971): Die Gattung *Odontopteris* im Saarkarbon. *Palaeontographica*, B 136 (5-6), 129-147.

- ERZBERGER, R. (o.J., 1962?): Bohrakte Jessen 1Z/62 - Schichtenverzeichnis, Protokolle u.a.m. Archiv der BGR - Nr. 2925197 (unveröffentlicht) und Archiv GLA Sachsen-Anhalt Nr. 800002
- FRANKE, F. (1912): Beiträge zur Kenntnis der paläozoischen Arten von *Alethopteris* und *Callipteridium*, 121 S., Inaugural-Dissertation, Friedrich-Wilhelms-Universität Berlin. Berlin: Königlich Preußische Geologische Landesanstalt.
- GAITZSCH, B.; RÖSSLER, R.; SCHNEIDER, J.W. & SCHRETZENMAYER, St. (1998): Neue Ergebnisse zur Verbreitung potentieller Muttergesteine im Karbon der variscischen Vorsenke in Nordostdeutschland. Geologisches Jahrbuch, A 149, 25-58.
- GERMER, R. & ENGEL, H. (1986): Beiträge zur Biostratigraphie des Saarkarbons. Beihefte zur Geologischen Landesaufnahme des Saarlandes 6, 104-174.
- GOODE, R. H. (1913): On the Fossil Flora of the Pembrokeshire Portion of the South Wales Coalfield. Journal of the Geological Society of London, 69, 252-279.
- GOTHAN, W. (1953): Die Steinkohlenflora der westlichen paralischen Steinkohlenreviere Deutschlands. 5. Geologisches Jahrbuch, Beiheft, 10, 1-83.
- GUTBIER, A.v. (1835): Abdrücke und Versteinerungen des Zwickauer Schwarzkohlengebirges und seiner Umgebung. 80 S., G. Richtersche Buchhandlung, Zwickau.
- JOSTEN, K.-H. (1966): Zur Flora des jüngeren Karbons (Westfal C bis Stefan) in Nordwestdeutschland und ihr Vergleich mit anderen Gebieten. Fortschritte in der Geologie von Rheinland und Westfalen, 13, 565-644.
- JOSTEN, K.-H. & VAN AMEROM, H. W. J. (1999): Die Pflanzenfossilien im Westfal D, Stefan und Rotliegenden Norddeutschlands. Fortschritte in der Geologie von Rheinland und Westfalen, 39, 168 S.
- KAHLERT, H. & SCHULTKA, St. (2000): Eine Westfal-Florula aus NW-Sachsen - die Bohrung Rösa-Sausedlitz 11/63. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte, 2000, 147-164.
- KAHLERT, E. & SCHULTKA, St. (2009): Die Steinkohlenlagerstätte Zwickau. 4.1. Die Makroflora der Zwickau-Formation. Bergbau in Sachsen, 15, 72-90.
- KAHLERT, E.; KAMPE, A. & SCHULTKA, St. (2009): Bericht über die „Paläobotanisch-geologische Bearbeitung von Sedimenten mit Westfal/Stefan-Alter im Raum Wittenberg/Bitterfeld“, 85 S., unveröffentlichter Bericht (Archiv des LAGB Sachsen-Anhalt); Halle.
- KATZUNG, G. & KRULL, P. (1984): Zur tektonischen Entwicklung Mittel- und Nordwesteuropas während des Jungpaläozoikums. Zeitschrift für angewandte Geologie, 30, 4, 163-173.
- LAVEINE, J.-P. (1989): Guide Paléobotanique dans le terrain houiller Sarro-Lorrain. Texte et Atlas, 154 S., Imprimerie des Houillères du Bassin de Lorraine.
- REMY, W. (1975): Die regionalgeologische und paläogeographische Stellung der Rösauer Schichten (Namur A/B) und der Sölichauer Schichten (Westfal A/B) im Einflußbereich von Mitteldeutscher « Schwelle » und Elbe-Lineament. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte, 1975, 503-512.
- REMY, W. & REMY, R. (1975): *Lescuropteris* (al. *Odontopteris*) *genuina* GR'EURY sp. emend. et nov. comb. (Stefan) und Zwischenfiedern bei *Odontopteris* BRONGNIART. Argumenta Palaeobotanica, 4, 93-100.
- REMY, W. & REMY R. (1977): Die Floren des Erdalters. 468 S., Glückauf-Verlag, Essen.
- ROESSLER, R. (1995): Litho- und Biofaziesmuster des kontinentalen Oberkarbon und Rotliegend in Norddeutschland - Grundlagen für die stratigraphische Interpretation von Tiefbohrungen. Dissertation, TU Bergakademie Freiberg, 1-122, Freiberg/Sa.
- RUBAN, D.A.; ZERFASS, H. & YANG, W. (2007): A new hypothesis on the position of the Greater Caucasus Terrain in the Late Paleo-

- zoic-Early Mesozoic based on palaeontological and lithologic data. *Trabajos de Geologia*, 27, 19-27.
- SCHNEIDER, J.W. (1996): Biostratigraphie des kontinentalen Oberkarbon und Perm im Thüringer Wald, SW-Saale-Senke - Stand und Probleme. *Beiträge zur Geologie von Thüringen*, N.F. 3, 121-151.
- SCHWAB, & EHLING, C.-B. (2008): Karbon. In: BACHMAN, G.H.; EHLING, B.-C.; EICHNER, R. & SCHWAB, M. (eds.): *Geologie von Sachsen-Anhalt*, 110-140, Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- ŠETLIK, J. (1977): Results on Recent Investigations on the Carboniferous Flora of Bohemia. In: HOLUB, V.M. & WAGNER, R.H. (eds.): *Symposium on Carboniferous Stratigraphy*, 315-340, Geological Survey, Prag.
- STERZEL, T. (1901): Paläontologischer Charakter der Steinkohlenformation und des Rothliegenden von Zwickau. *Erläuterungen zur geologischen Specialkarte des Königreichs Sachsen, Section Zwickau-Werdau*, Blatt 111, 85-139.
- STORCH, D. (1980): *Sphenophyllum*-Arten aus drei intramontanen Karbonbecken – pflanzengeographische Besonderheiten im mitteleuropäischen Karbon. *Schriftenreihe für Geologische Wissenschaften*, 16, 171-273.
- WAGNER, R. H. (1968): Upper Westphalian and Stephanian species of *Alethopteris* from Europe, Asia Minor and North America. *Med. Rijks Geol. Dienst C III*, 6, 1-318.
- WAGNER, R.H. (1971): The Westphalian D Floras of the Olloniego and Esperanza Formations in the Central Asturian Coalfield. *Trabajos de Geologia*, 4, 461-505.
- WAGNER, R. H. & LEMOS DE SOUSA, M. J. (1983): The Carboniferous Megaflores of Portugal – A Revision of Identifications and Discussion of Stratigraphic Ages. *Memorias dos Servicos Geologico de Portugal*, 29, 127-152.
- WAGNER, R. H. & ÁLVAREZ-VÁZQUEZ, C. (2008): A revision of the lower Pennsylvanian *Alethopteris lonchitica (auc-torum)* and its identity with *Alethopteris urophylla*. *Revista Española de Paleontología*, 23 (2), 157-192.
- ZHANG, SH.; LAVEINE, J.-P. & LEMOIGNE, Y. (1992): The Carboniferous Flora of the Zhongning District, Ningxia Region, North China. *Revue de Paléobiologie*, Vol. spéc. 6, 95-112.
- ZODROW, E.L. & CLEAL, C.J. 1998. Revision of the Pteridosperm foliage *Alethopteris* and *Lonchopteridium* (Upper Carboniferous), Sydney Coalfield, Nova Scotia, Canada. *Palaeontographica*, B 247, 65-122.

Tafel 1:

Abb. 1 *Sphenophyllum majus* (Übersicht), Teufe: 1156,70 m

Abb. 2 Ausschnitt aus Abb. 1

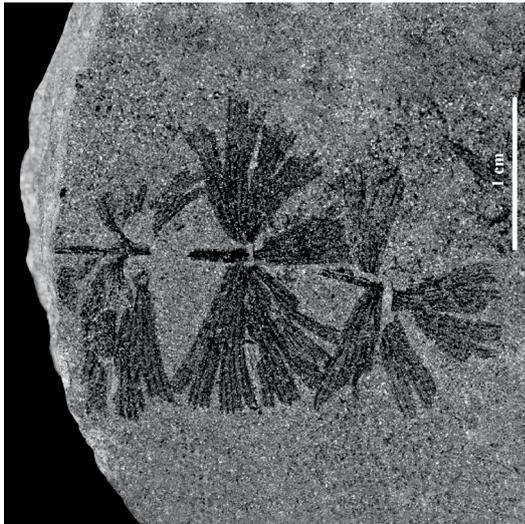
Abb. 3 *Alethopteris serlii*, Teufe: 1186,90 m

Abb. 4 *Praecallipteridium* sp., Teufe: 1051,50 m

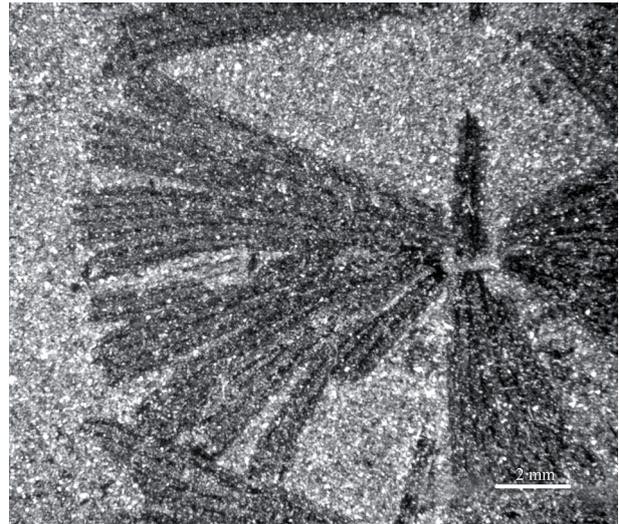
Abb. 5 *Linopteris brongniartii/obliqua*, Teufe: 1155,70 m

Abb. 6 *Paripteris (Neuropteris) cf. subauriculata*, Teufe: 1079,40 m

Abb. 7 *Paripteris (Neuropteris) linguaeifolia*, Teufe: 1072,20 m



1



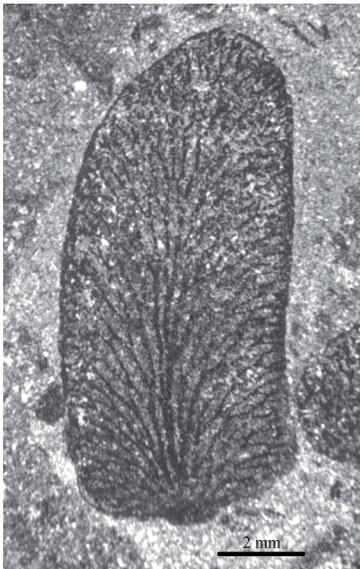
2



3



4



5



6



7

Tafel 2:

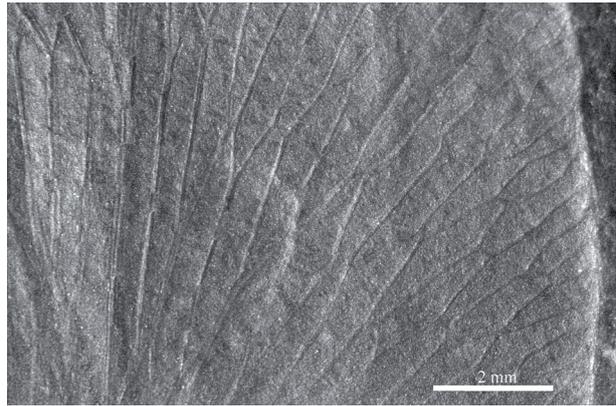
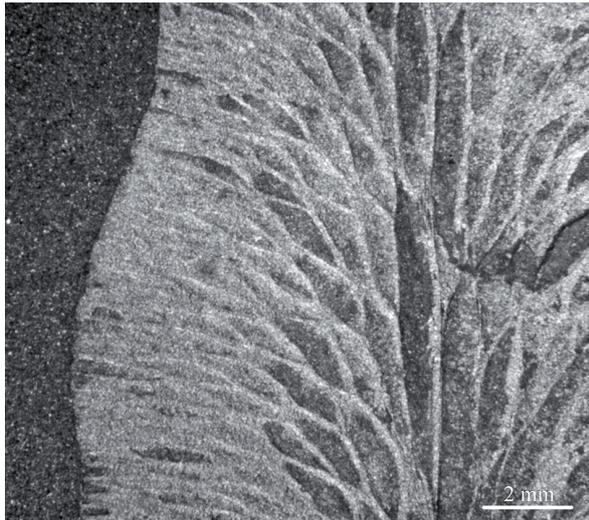
Abb. 1 *Reticulopteris münsteri* (mittlere Region linker Rand), Piesberg, Flöz 2-Bänke;

Abb. 2 *Linopteris weigeli* (mittlere Region, rechter Rand), Jessen 1 Z/62, Teufe: 1079,50 m

Abb. 3 Konglomerat aus den Schichten des Westfal D, Teufe: 1169,00 m

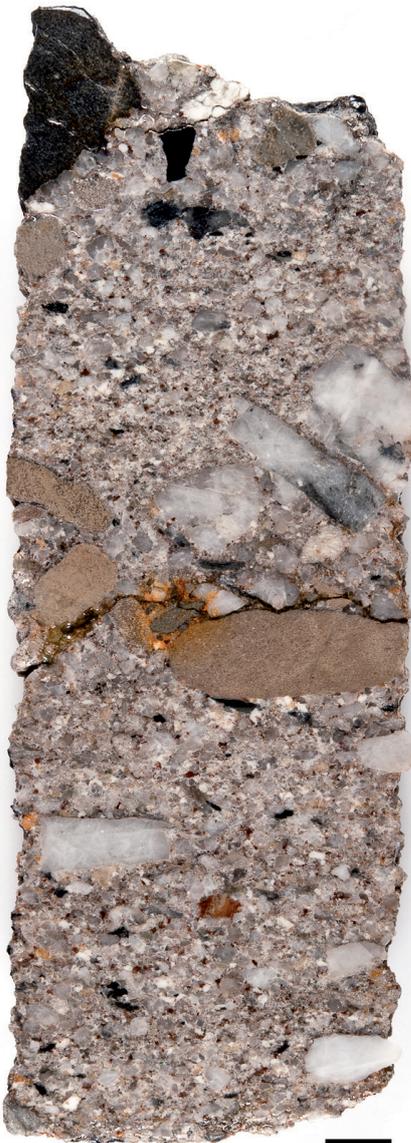
Abb. 4 Konglomerat aus den höheren Schichten des Westfal D, Teufe: 1081,80 m

Abb. 5 Konglomerat der Mansfeld-Schichten (Stefan), Teufe: 1048,10 m



1

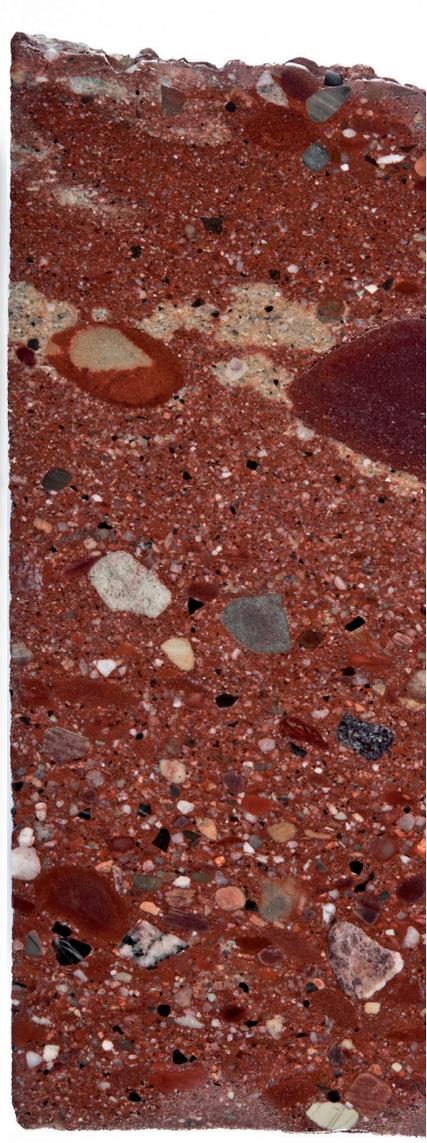
2



3



4



5

Laboruntersuchungen zum Verformungsverhalten saalekaltzeitlicher Geschiebemergel

CHRISTIAN SOELLIG & CHRISTOF LEMPP

INSTITUT FÜR GEOWISSENSCHAFTEN UND GEOGRAPHIE, MARTIN-LUTHER-UNIVERSITÄT HALLE-WITTENBERG, VON-SECKENDORFF-PLATZ 3, 06120 HALLE, GERMANY.

Schlüsselworte: Geschiebemergel, Verformungsverhalten, Steifeziffer, Kompressionsversuch, Steifeparameter, Zähigkeitsindex, Setzungsberechnung, überkonsolidierte Böden

Key words: till, compressional behaviour, stiffness modulus, compression test, rate dependence, stiffness parameters, settlement calculation, overconsolidated soils

Zusammenfassung

Das Verformungsverhalten saalekaltzeitlicher Geschiebemergel aus dem Raum Halle-Leipzig-Bitterfeld ist bestimmt durch die ehemalige Eisauflast und deren Rückgang, also den heute noch überkonsolidierten Zustand dieser überwiegend feinkörnigen Sedimente (nach DIN 18196: TL oder ST*), die in weicher bis halbfester Konsistenz großflächig vorkommen und als Baugrund genutzt werden. Das Ergebnis von Setzungsprognosen in diesem Baugrund hängt maßgeblich von den spannungsabhängig anzunehmenden Steifemoduln ab. Kompressions- und Triaxialversuche wurden zur Bestimmung von Erst- und Wiederbelastungsmoduln und zur Charakterisierung des Verformungsverhaltens eingesetzt. Daraus ist abzuleiten, dass die Vorkonsolidierungsspannung zwar überwiegend $> 800 \text{ kN/m}^2$ betragen haben muss, dass aber bis heute im hier betrachteten oberflächennahen Bereich (bis ca. 1,5 m u. G.) eine sehr weitgehende Entspannung stattgefunden hat. Die enge Korrelation zwischen Porosität und aktuellem Wassergehalt bei zugleich hohem Sättigungsgrad der Geschiebemergel weist auf einen gleichmäßigen Prozess der Dekonsolidierung hin, der auch durch hohe Verhältniswerte zwischen Wieder- und Erstbelastungsmoduln von drei bis fünf sowie durch wenig ausgeprägte Kurvenknicke im Druck-Setzungsdiagramm bei Erstbelastung zum Ausdruck kommt. Die spannungsunabhängigen Parameter Steifebeiwert ν und Steifeexponent ω , die mittels Potenzfunktion zur Berechnung der Steifemoduln nutzbar sind, korrelieren wiederum gut mit Wassergehalt und Porosität der Proben. Ein ermittelter Zähigkeitsindex I_v um 0,031 als Ausdruck des geschwindigkeitsabhängigen Verformungsverhaltens weist auf die Wirksamkeit des Tonanteils für das heutige Verformungsverhalten dieser eiszeitlichen Ablagerungen hin.

Abstract

Deformation behavior of till sediments from Saaleian ice age in the region of Halle-Leipzig-Bitterfeld may be controlled by the former ice load and their reduction,

i.e. the today even overconsolidated state of this dominantly fine grained sediment (according to DIN 18196: TL or ST*) that appears in wide areas in firm to very stiff consistency and is used as foundation ground. The results of settlement prognoses in this ground depend primarily on the modules of stiffness which have to be assumed as stress dependent. Compression- as well as Triaxialtests were executed to determine deformation modules during first and repeated loading in order to characterize the deformation behavior. From these tests a preconsolidation stress of mostly $> 800 \text{ kN/m}^2$ is deduced. Nevertheless, in the investigated area and near the surface (up to 1,5 m b. g.) a very well developed deloading process took place. The strong correlation between porosity and recent water content at always high saturation grades in all till samples indicates a regular deconsolidation process, which is also referred to a high proportional number between the modules at reloading and loading of three to five as well as weakly developed buckling in the stress-strain curve at first loading. The stress independent parameters of stiffness coefficient ν and stiffness exponent ω , which are suited to calculate the modules of stiffness, are again well correlated with water content and porosity of the till samples. The determined viscosity index I_v at about 0,031 represents the rate dependence of the deformation behavior and gives hint to the effectiveness of the clay content as important for the actual deformation behavior of this ice age sediment.

1. Einleitung

Eine möglichst gute Kenntnis über das Verformungsverhalten des Baugrunds ist Voraussetzung für sichere als auch wirtschaftliche Gründungen. Eine besondere Betrachtung erfordern dabei geologisch vorbelastete bindige Böden: Während das Verformungsverhalten normalkonsolidierter Böden vorwiegend von der Bodenart bestimmt ist, wird dieses bei geologisch vorbelasteten

Böden zusätzlich in unterschiedlich hohem Maß von der Spannungsvorgeschichte beeinflusst.

Die Geschiebemergel stellen einen solchen bindigen, durch ehemalige Eis- oder Bodenauflast potentiell vorbelasteten Boden dar. Sie weisen außerdem eine gemischtkörnige Ausbildung mit einer ausgeprägt schlechten Kornsortierung auf. Dies erschwert, über den unbestimmten Einfluss der Vorbelastung hinaus, die Anwendbarkeit von Erfahrungswerten oder Korrelationen. Die dann notwendigen Schätzungen auf der sicheren Seite können zu überdimensionierten Gründungen führen.

Im Rahmen einer Masterarbeit am Fachgebiet Ingenieurgeologie der Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg wurde daher das Verformungsverhalten saalekaltzeitlicher Geschiebemergel unter Berücksichtigung dieser geologischen Besonderheiten untersucht. Die Geschiebemergel der Saalekaltzeit stehen in Mittel- und Norddeutschland über weite

Flächen oberflächennah an und bilden damit häufig den maßgeblichen Baugrund.

2. Untersuchungsgegenstand

Der Geschiebemergel ist ein Sediment, welches an der Basis eines Gletschers aus der mitgeführten Eisfracht abgelagert und daher auch als Grundmoräne bezeichnet wird. Durch die fehlende Sortierung bei der Ablagerung sind die Geschiebemergel in der Regel ungeschichtet und weit gestuft, der Korngrößenbereich erstreckt sich von Ton bis zu groben Blöcken. Der unverwitterte Geschiebemergel ist meist kalkhaltig, bei sekundärer Entkalkung infolge von Verwitterung wird er als Geschiebelehm bezeichnet.

Innerhalb der Saalekaltzeit sind im mitteldeutschen Raum 3 Eisvorstoßphasen bekannt, welche von EISSMANN (1995) als Zeitzer Phase, Leipziger Phase und Fläming Phase bezeichnet werden. Während der Zeitzer Phase kam es zur Ablagerung der

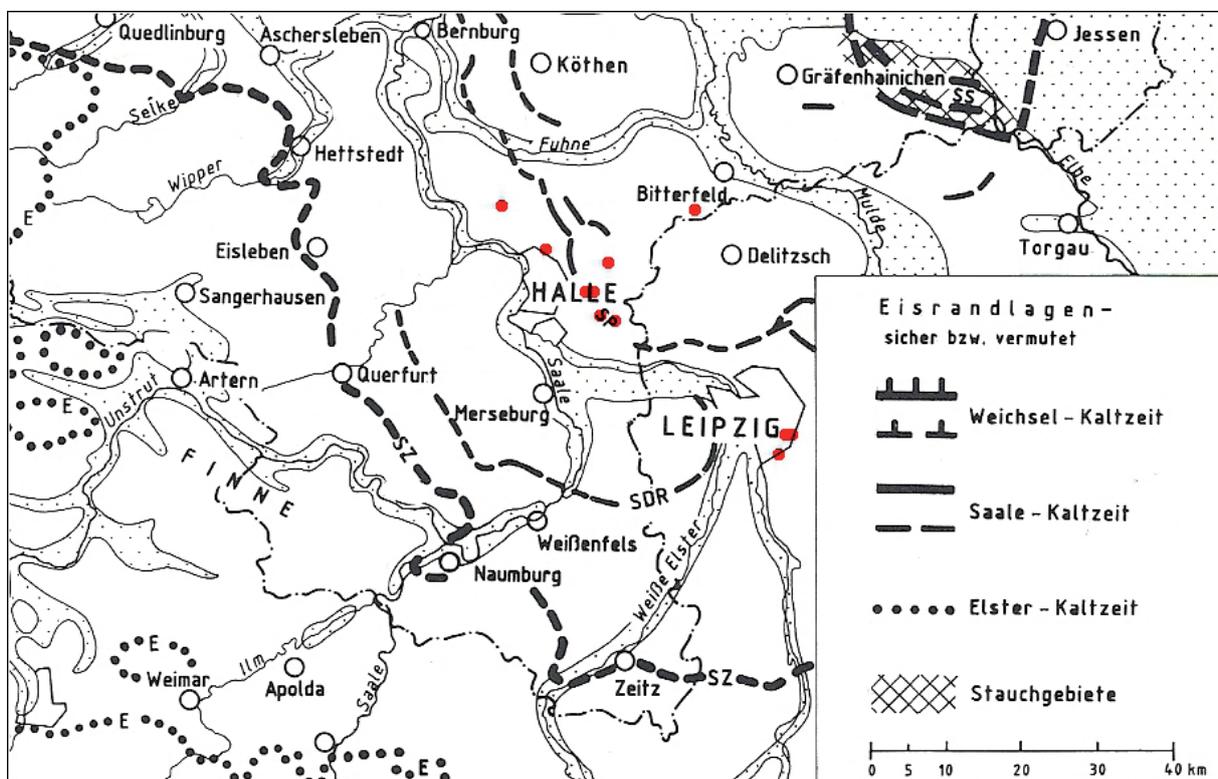


Abb. 1 Übersicht der Probenahmepunkte (verändert nach KNOTH 1995)

ersten Saalegrundmoräne. Sie entspricht dem maximalen Eisvorstoß der Saalekaltzeit. Die Ausdehnung kann etwa mit der Linie Naumburg-Zeitz-Altenburg beschrieben werden. Die in der Leipziger Phase abgelagerte zweite Saalegrundmoräne teilt sich in eine untere und eine obere Bank. Die untere Bank (Bruckdorfer Vorstoß) ist bis über Halle und Leipzig hinaus verbreitet. Die obere Bank (Breitenfelder Vorstoß) ist nur noch lückenhaft nördlich von Halle und Leipzig, im Rückland der Petersberger Endmoräne und der Breitenfelder Endmoräne vorhanden (LITT et al. 2007). Die Fläming Phase reichte nur noch bis zur Altmark und in Sachsen bis nördlich von Weißwasser.

3. Probenahme

Die in der vorliegenden Arbeit untersuchten Proben wurden im Großraum Halle-Leipzig-Bitterfeld aus Baugruben und Erkundungsschürfen gewonnen. Insgesamt wurden 21 Proben an 11 Standorten entnommen. Die Entnahmetiefen lagen zwischen 0,8 m und 1,5 m unter Geländeoberkante. Die Probenahme erfolgte mittels Stechzylinder, welcher nach der Entnahme mit Folie umwickelt wurde, um ein Austrocknen der Probe zu verhindern. Die gewonnenen Proben können der Güteklasse 1 nach DIN 1997-2 (2010) zugeordnet werden.

Abbildung 1 zeigt die regionale Einordnung der Probenahmestandorte mit Darstellung bekannter saalekaltzeitlicher Eisrandlagen (Petersberger Randlage SP, Dehlitz-Rückmarsdorfer Randlage SDR, Zeitzer Randlage SZ). Die endgültige stratigrafische Zuordnung erfolgte anhand der Lithofazieskarten LKQ 50 bzw. des hydrogeologischen Kartenwerks HK-50. Die untersuchten Proben sind danach der ersten Saalegrundmoräne (Zeitzer Phase) sowie der zweiten Saalegrundmoräne, untere Bank (Bruckdorfer Vorstoß der Leipziger Phase) zuzuordnen.

Für eine konventionelle bodenmechanische Klassifizierung der untersuchten Proben wurden an 7 Proben die Kornverteilungskurven

und die Konsistenzgrenzen bestimmt. Die untersuchten Geschiebemergel sind danach entsprechend DIN 18196 (2004) als leicht plastische Tone (Bodengruppe TL) bzw. stark tonige Sande (Bodengruppe ST*) anzusprechen. Die natürlichen Wassergehalte lagen zwischen 9,1 % und 17,9 %, die Konsistenzen lagen im Bereich weich bis halbfest.

4. Zusammendrückbarkeit

4.1 Grundlagen und Methodik

In der geotechnischen Praxis wird bei der Berechnung von Setzungen unter Gründungen allgemein von einer eindimensionalen Zusammendrückung des Baugrunds ausgegangen. Ein seitliches Ausweichen des Bodens wird unter Begründung der horizontal weit aushaltenden Baugrundsichten vernachlässigt.

Die Berechnung erfolgt daher mit dem Verformungsmodul für eindimensionale Zusammendrückung, dem Steifemodul E_s . Dieser wird anhand eindimensionaler Kompressionsversuche (Ödometer) und zunehmend auch über K_0 -Triaxialversuche im Labor ermittelt oder über Rückrechnung von real gemessenen Bauwerksetzungen bestimmt. Der Steifemodul ist dabei für einen betrachteten Spannungsabschnitt definiert als das Verhältnis zwischen der Zunahme der lotrechten Normalspannung $\Delta\sigma$ und der damit hervorgerufenen auf die Ausgangshöhe der Probe bezogenen Setzung $\Delta\varepsilon$:

$$E_s = \frac{\Delta\sigma}{\Delta\varepsilon} \quad (1)$$

In der vorliegenden Arbeit wurden die Steifemoduln mittels eindimensionaler Kompressionsversuche in Anlehnung an DIN 18135 (1999) ermittelt. Die Lastaufbringung erfolgte stufenweise von 50 bis 800 kN/m². Dabei wurden Versuche mit jeweiliger Verdopplung der Last pro Stufe als auch Versuche mit durchgängig kleinen Lastsprüngen von max. 100 kN/m² durchgeführt. Die Dauer der Laststufen lag zwischen 2 h und 16 h, wobei das Ende

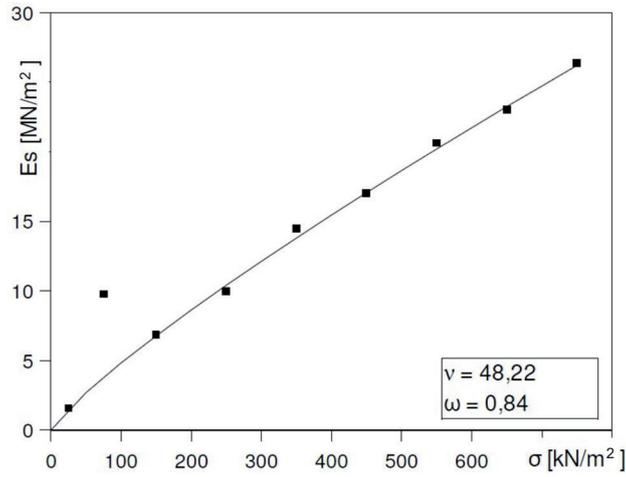


Abb. 2 Beispiel der Regression zwischen E_s und σ bei der Probe TO/UP1/2

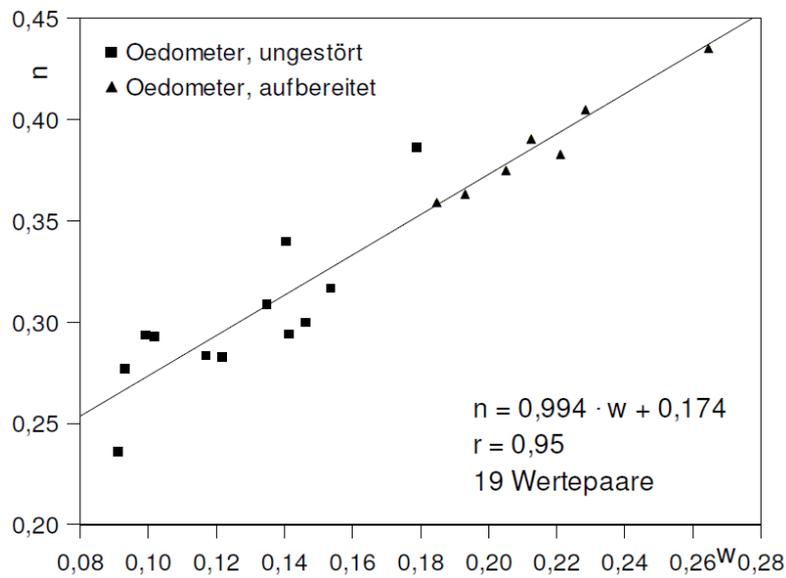


Abb. 3 Einbaukennwerte: Porenanteil in Abhängigkeit des Einbauwassergehalts

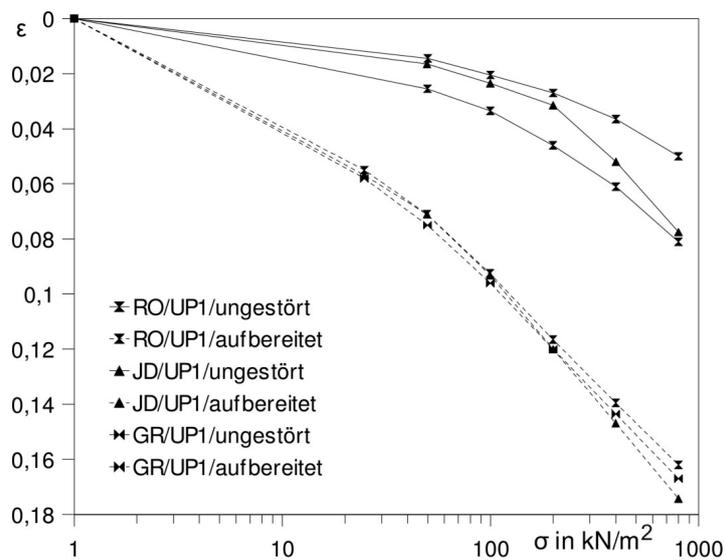


Abb. 4 Beispiele der Drucksetzungslinien für ungestörte (durchgezogen) und aufbereitete (gestrichelt) Proben

der Primärsetzung jeweils erreicht war. Die Proben wurden während des Versuchs nicht geflutet und wurden durch eine Folienabdeckung und ein untergestelltes Wasserglas vor Austrocknung geschützt. Weiterhin wurden beispielhaft an drei Proben Wiederbelastungsmoduln bestimmt. Dafür mussten die Proben im Versuch geflutet werden, da die Geschiebemergel ohne Flutung bei Entlastung mangels Wasser keine Rückverformung zeigten und damit keine Moduln auswertbar waren. Die untersuchten Geschiebemergel verformen sich also ohne Wasserzufuhr rein plastisch.

Ergänzend zu den Kompressionsversuchen an ungestörten Proben wurden Versuche mit etwa an der Fließgrenze aufbereitetem Material durchgeführt.

Da der Steifemodul eine spannungsabhängig veränderliche Größe darstellt, wird für Korrelationen von Bodenkennwerten oder Sondiererergebnissen mit dem Steifemodul in der Praxis ein Potenzansatz nach OHDE (1939) bzw. JANBU (1963) verwendet:

$$E_s = \nu \cdot \sigma_{at} \cdot \left(\frac{\sigma_z + 0,5 \cdot \Delta\sigma}{\sigma_{at}} \right)^\omega \quad (2)$$

mit: ν Steifebeiwert
 ω Steifeexponent
 σ_{at} mittlerer atmosphärischer Druck = 100 kN/m² = 1 bar
 σ_z Anfangsspannung, z. B. aus Überlagerungsdruck
 $\Delta\sigma$ Spannungsänderung

Gleichung 2 bietet mit dem Steifebeiwert und dem Steifeexponent zwei spannungsunabhängige Parameter zur Beschreibung der Zusammendrückbarkeit eines Bodens. Für die Ermittlung der Steifeparameter wurden in der vorliegenden Arbeit die ermittelten Steifemoduln gegenüber der Spannung aufgetragen, wobei die Spannung entsprechend Gleichung 2 als mittlere Spannungsänderung $\sigma_z + 0,5 \cdot \Delta\sigma$ berechnet wurde. Anschließend wurde durch die Anpassung einer potenziellen

Regressionskurve der Steifebeiwert und der Steifeexponent ermittelt. Ausreißer im niedrigen Spannungsbereich, welche auf geringe Vorbelastungsspannungen bzw. Störungen bei der Probenahme zurückgeführt wurden, fanden dabei keine Berücksichtigung (Abb. 2).

4.2 Ergebnisse

Die Einbaukennwerte der untersuchten Proben sind in Abbildung 3 in Form des Porenanteils n in Abhängigkeit des Wassergehalts w dargestellt. Für die Ermittlung des Porenanteils wurde dabei eine Korndichte von 2,75 g/cm³ nach OHDE (1956) für tonige Geschiebemergel angesetzt. Es ergibt sich eine hohe Korrelation mit $r = 0,95$, wobei anzumerken ist, dass stärker ausgetrocknete Proben mit einem Sättigungsgrad $S_r < 0,6$, z. B. durch Sonneneinstrahlung bei länger auflässiger Baugrube zum Zeitpunkt der Probenahme, in der Auswertung generell nicht berücksichtigt wurden, da das Einarbeiten des Ödometerrings zu einem Zerbrechen und damit einer starken Störung der Proben führte.

In Abbildung 4 sind beispielhaft die Druck-Setzungslinien (Erstbelastung) von drei Proben für den ungestörten und den etwa an der Fließgrenze aufbereiteten Zustand halblogarithmisch dargestellt. Während die ungestörten Proben jeweils abweichende Drucksetzungslinien zeigen, nähern sich diese im aufbereiteten Zustand für alle Proben einem etwa einheitlichen Verlauf an. Dies zeigt, dass die Unterschiede in der Zusammendrückbarkeit der untersuchten Geschiebemergel maßgeblich im Konsolidierungszustand begründet sind.

Der Drucksetzungslinie der ungestörten Probe JD/UP1 nimmt ab dem Spannungsintervall 100 bis 200 kN/m² einen stärker geneigten, annähernd linearen Verlauf ein, wie er für normalkonsolidierte Tone typisch ist und auch bei den aufbereiteten Proben beobachtet werden kann (Abb. 4). Die Vorkonsolidierungsspannung kann demnach etwa in diesem Spannungsbereich angenommen werden. Der überwiegende

Teil der untersuchten Proben wies jedoch bis zu einer Auflastspannung von 800 kN/m² noch einen gekrümmten, flacheren Verlauf der Drucksetzungslinie auf (vgl. Proben RO/UP1 und GR/UP1), so dass für diese eine deutlich höhere Vorkonsolidierungsspannung angenommen werden muss. Eine exakte Bestimmung, z. B. anhand des Verfahrens nach CASAGRANDE (1936), wurde nicht vorgenommen, da bis zur Maximalspannung noch kein eindeutiger Übergang in einen linearen Erstbelastungsverlauf erfolgt.

Die an den ungestörten Proben ermittelten Steifemoduln lagen im Mittel bei 9 ± 3 MN/m² im Lastbereich 100 bis 200 kN/m², 13 ± 4 MN/m² im Lastbereich 200 bis 400 kN/m² und 20 ± 5 MN/m² im Lastbereich 400 bis 800 kN/m². Die Ergebnisse sind mit Literaturwerten relativ gut vergleichbar. OTTO (1990) ermittelte an einem steifplastischen Geschiebemergel der Saalekaltzeit im Raum Münster im Lastbereich 50 bis 200 kN/m² einen Steifemodul von 6 MN/m². CHAMIER & GALLASCH (2005) geben für den Lastbereich 100 bis 400 kN/m² Steifemoduln von 6 bis 8 MN/m² an. Nach KAUSCH (2010) liegen die Steifemoduln für Geschiebelehme der Saale- und Elsterkaltzeit im Raum Hamburg mit einem Wassergehalt von 10 % im Lastbereich 50 bis 100 kN/m² bei 12 MN/m². Ergebnisse aus Setzungsmessungen (ohne Lastangabe) zitiert RICHTER (1994) aus den technischen Vorschriften des ehemaligen VEB Baugrund Berlin mit 5 bis 20 MN/m² für Geschiebelehme sowie 15 bis 40 MN/m² für Geschiebemergel, jeweils für weiche bis halbfeste Konsistenz.

Die an drei Proben beispielhaft ermittelten Verhältniswerte der Wiederbelastungsmoduln zu den Erstbelastungsmoduln lagen zwischen 3 und 5. In der Fachliteratur wird häufig ein Verhältniswert von 3 zur überschlägigen Abschätzung von Wiederbelastungsmoduln aus der Erstbelastung angegeben (z. B. RICHTER 1994). Trotz der anhand der Drucksetzungslinien rekonstruierbaren hohen Vorkonsolidierungsspannungen liegen die an den untersuchten Proben ermittelten Steifemoduln demnach deutlich unterhalb

echter Wiederbelastungsmoduln, so dass davon ausgegangen werden kann, dass bereits eine weitestgehende Entspannung der Geschiebemergel nach der Entlastung durch den Wegfall der Gletscherauflast stattgefunden hat.

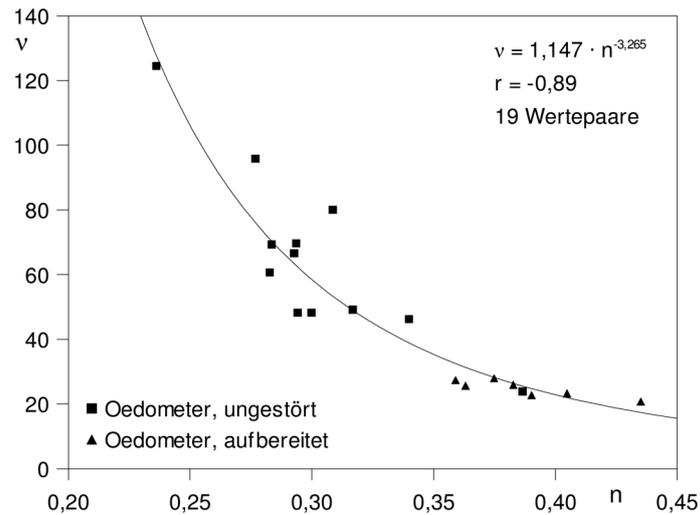
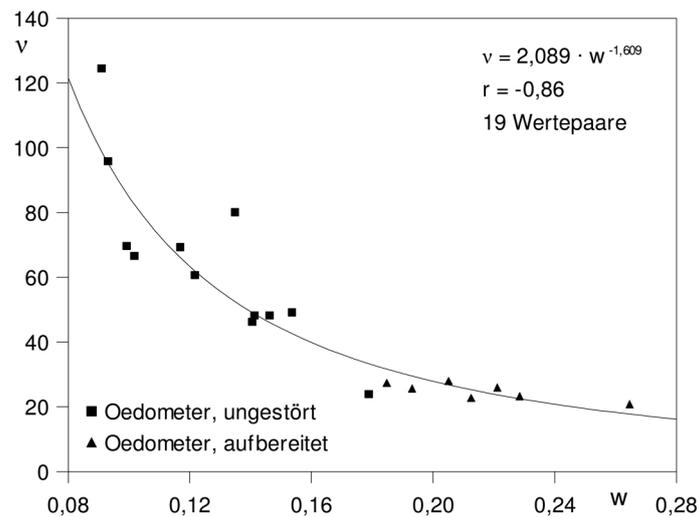
Die ermittelten Steifebeiwerte ν lagen zwischen 23,9 und 124,49, wobei Proben mit geringerem Porenanteil bzw. Wassergehalt größere Steifebeiwerte und damit eine geringere Zusammendrückbarkeit aufwiesen. Die an der Fließgrenze aufbereiteten Proben zeigten, analog zu den Drucksetzungslinien, sehr nah beieinander liegende Werte zwischen 20,77 und 27,95. Die Abhängigkeit der Steifebeiwerte vom Porenanteil und vom Wassergehalt ist in den Abbildungen 5 und 6 dargestellt. Es ergeben sich hohe Korrelationen mit $r = -0,89$ bzw. $-0,86$.

Die Steifeexponenten ω der untersuchten ungestörten Proben lagen zwischen 0,44 und 0,97. Proben mit niedrigeren Porenanteilen und Wassergehalten wiesen dabei geringere Steifeexponenten und damit eine stärkere Krümmung der Steifemodul-Spannungskurve auf. Die aufbereiteten Proben zeigten nahezu konstante Steifeexponenten zwischen 0,92 und 0,97. Die gefundene Abhängigkeit der Steifeexponenten vom Porenanteil und vom Wassergehalt ist in den Abbildungen 7 und 8 dargestellt. Es ergeben sich ebenfalls hohe Korrelationen mit $r = 0,81$ bzw. $0,87$.

5. Viskosität

5.1 Grundlagen und Methodik

Die Viskosität kennzeichnet die Tendenz eines Gesteins zu Kriechverformungen, also Verformungen, die bei konstantem Spannungszustand lange Zeit andauern und nicht auf eine zeitlich verzögerte Porenwasserströmung zurückzuführen sind. Hierzu zählen z. B. die volumentreue Verformung bindiger, wassergesättigter Böden unter vertikaler Belastung oder Kriechbewegungen an Hängen. Die Viskosität drückt sich in einer Abhängigkeit des Verformungswiderstands von der Verformungsgeschwindigkeit (rate sensitivi-

Abb. 5 Steifebeiwert v in Abhängigkeit des Porenanteils n Abb. 6 Steifebeiwert v in Abhängigkeit des Wassergehalts w

ty) aus. Die Geschwindigkeitsabhängigkeit des Verformungswiderstands τ kann nach Kolymbas (2007) angegeben werden mit:

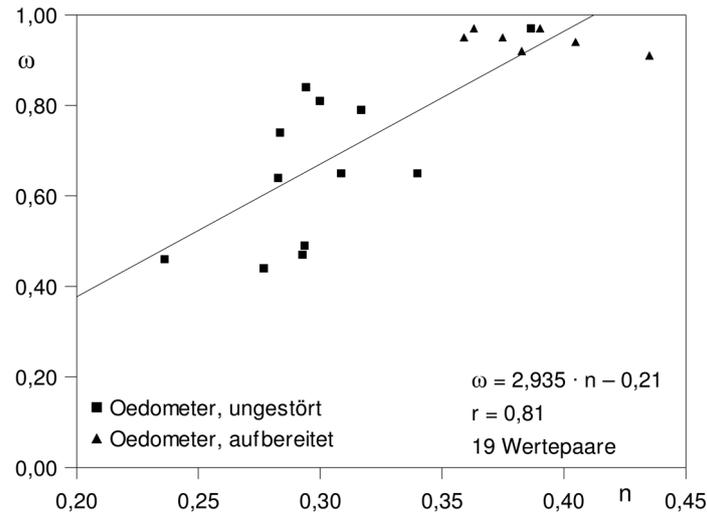
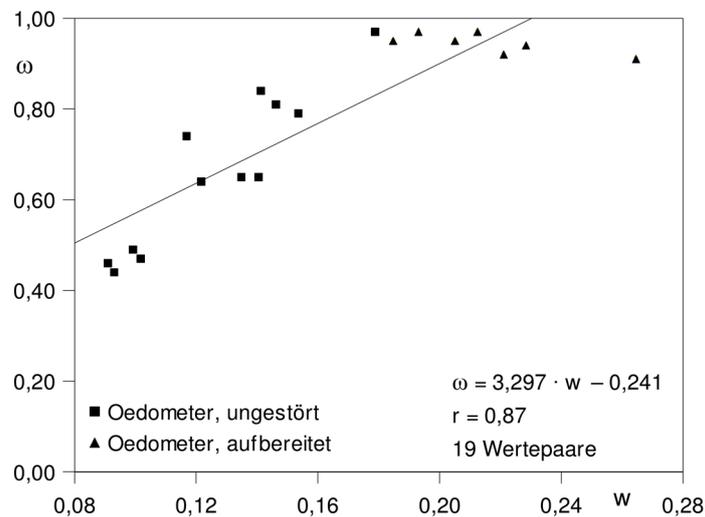
$$\Delta\tau = \tau \cdot I_v \cdot \ln \frac{\dot{\epsilon}_1}{\dot{\epsilon}_0} \quad (3)$$

- I_v Zähigkeitsindex
 $\dot{\epsilon}_1$ Verformungsgeschwindigkeit vor deren Änderung
 $\dot{\epsilon}_0$ Verformungsgeschwindigkeit nach deren Änderung

Dabei ist der Zähigkeitsindex I_v ein Maß für die Geschwindigkeitsabhängigkeit

des Verformungsverhaltens und geht auf LEINENKUGEL (1967) zurück. Er stellt für eine definierte Verformungsgeschwindigkeit eine Bodenkonstante dar (GÜDEHUS 1981). Anwendung findet er z. B. in der Bemessung von Pfahldübeln bei der konstruktiven Hangsicherung kriechanfälliger Böden (siehe BRANDL 2009).

In der vorliegenden Arbeit wurde an fünf ungestörten Geschiebemergelproben der Zähigkeitsindex in undrainierten, weggesteuerten Triaxialversuchen mit sprunghafter Änderung der Verformungsgeschwindigkeit

Abb. 7 Steifeexponent ω in Abhängigkeit des Porenanteils n Abb. 8 Steifeexponent ω in Abhängigkeit des Wassergehalts w

bestimmt. Der Zelldruck wurde während des Versuchs konstant gehalten. Die Vorschubgeschwindigkeit wurde von der Referenzgeschwindigkeit $v_0 = 0,1$ mm/min sprunghaft auf $v_1 = 0,01$ mm/min erniedrigt bzw. auf $v_1 = 1$ mm/min erhöht.

Die vorhandenen Literaturwerte für Zähigkeitsindizes werden in der Regel für eine Vorschubgeschwindigkeit von

$$\dot{\epsilon}_1 = 1 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1}$$

angegeben (GUDEHUS 1981). Bei den in der vorliegenden Arbeit verwendeten Probenhöhen von 90 bis 120 mm entspricht die Referenzgeschwindigkeit von 0,1 mm/min etwa

$$\dot{\epsilon}_0 = 1,5 \text{ bis } 2 \cdot 10^{-5} \text{ s}^{-1},$$

so dass die Vergleichbarkeit der Werte gegeben ist. Die Höhenänderung während des Versuchs wurde aufgrund der geringen Gesamtverformungen vernachlässigt.

Bei der Versuchsauswertung wurde aus den gemessenen Werten für alle Messschritte der Verformungswiderstand mit $\tau = (\sigma_1 - \sigma_2)/2$ bestimmt und im τ -s-Diagramm dargestellt. Wie in Abbildung 9 erkennbar, erfolgt der Anstieg des Verformungswiderstands bei Erhöhung der Geschwindigkeit nicht sprunghaft, sondern steigt aufgrund der verzögerten Beschleunigung der Triaxialpresse langsam an. Bei der Verringerung der

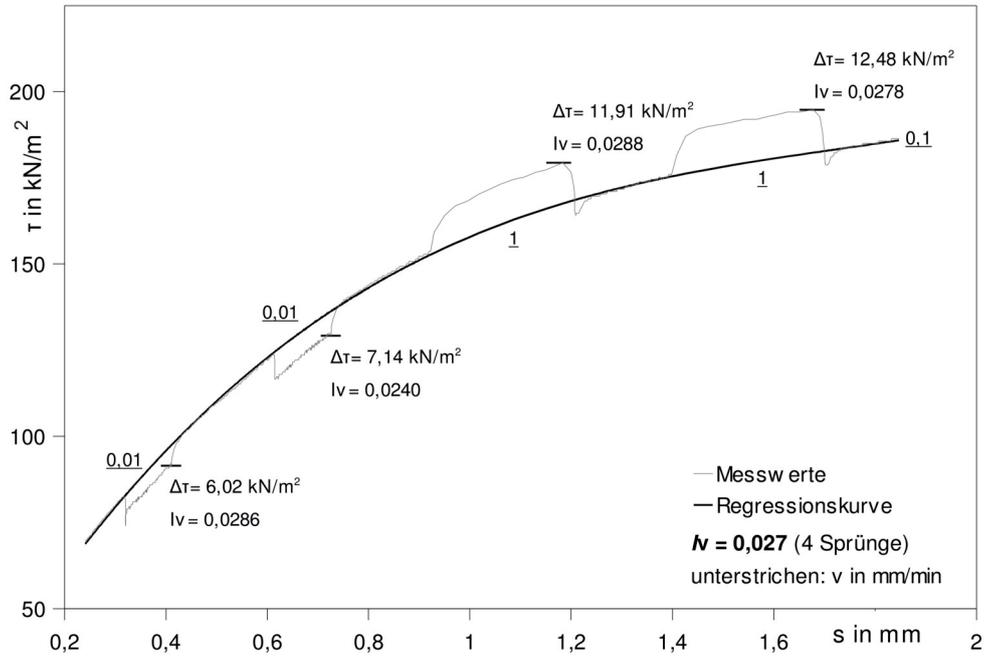


Abb. 9 Auswertung des Sprungversuchs, Probe JD/UP2

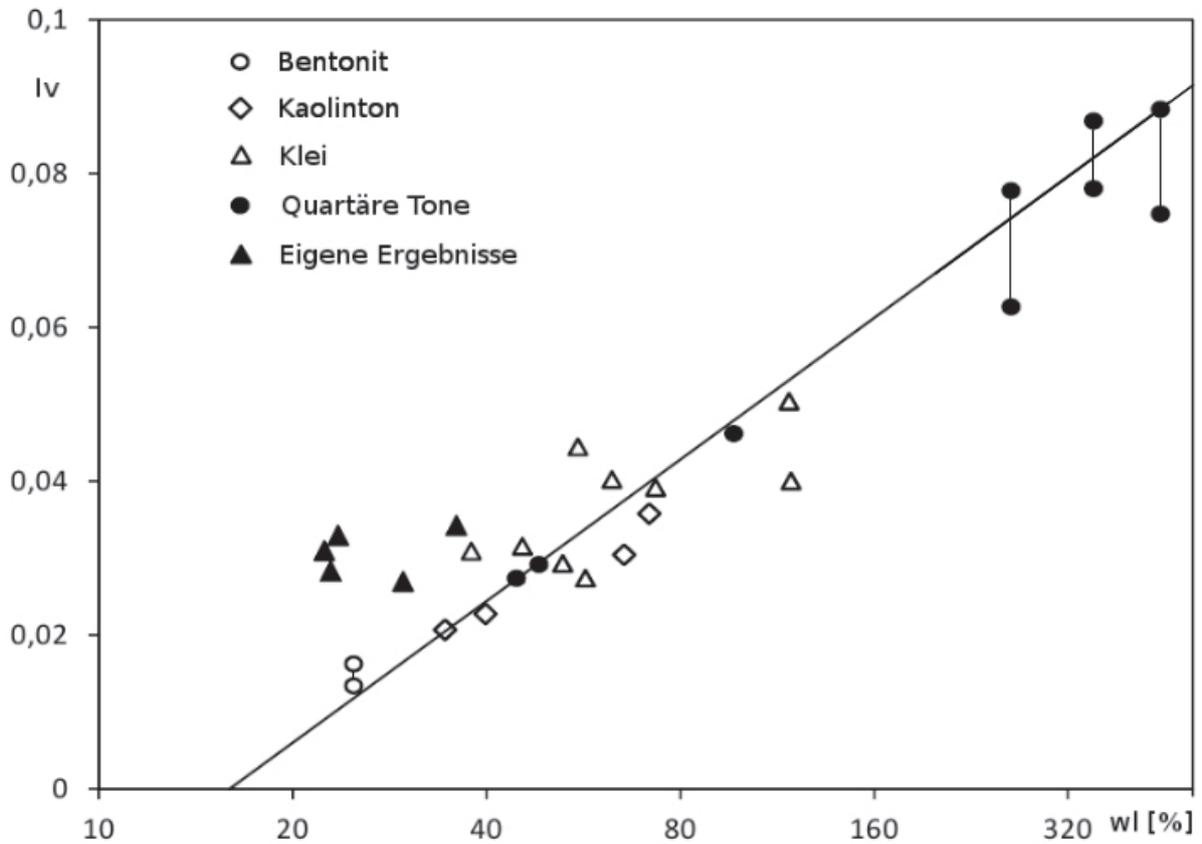


Abb. 10 Abhängigkeit des Zähigkeitsindex von der Fließgrenze (Daten aus Brandl 2009, ergänzt durch eigene Ergebnisse)

Verformungsgeschwindigkeit kommt die Presse durch das abrupte Abbremsen zunächst zum Stillstand und beschleunigt anschließend ebenfalls mit Verzögerung auf die Zielgeschwindigkeit. Für die Bestimmung von $\Delta\tau$ wurde daher eine Regressionskurve über ein Polynom dritten Grades an den Verlauf von τ für die Referenzgeschwindigkeit 0,1 mm/min angepasst. Auf diese Weise konnte $\Delta\tau$ an einem von Beschleunigungs- bzw. Bremsseffekten nicht beeinflussten Bereich berechnet werden. Anhand $\Delta\tau$ wurde der Zähigkeitsindex I_v für jeden Sprung durch Umstellung von Gleichung (3) berechnet und anschließend der Mittelwert aller Sprünge ermittelt.

5.2 Ergebnisse

Die ermittelten Zähigkeitsindizes lagen zwischen 0,027 und 0,034. Im Mittel ergab sich ein Zähigkeitsindex von 0,031. Im Vergleich mit Ergebnissen von GUDEHUS (1981) liegen die untersuchten Geschiebemergel damit im Bereich von Rohton (Mineralbestand Kaolinit und Illit), für welche ein Zähigkeitsindex von 0,03 angegeben wird. Für schluffigen Ton (Mineralbestand Quarz und Kaolinit) wird ein Zähigkeitsindex von 0,02 angegeben. Eine deutlich höhere Viskosität ($I_v \geq 0,04$) weisen Montmorillonit sowie organische Böden wie Klei und Torf auf. In Abbildung 10 erfolgt der Vergleich der eigenen Ergebnisse mit Literaturwerten in Abhängigkeit der Fließgrenze, welche auf GUDEHUS & LEINENKUGEL (1978) zurückgehen. Die eigenen Ergebnisse lassen sich befriedigend in die bisher gefundenen Ergebnisse einordnen, sie zeigen jedoch etwas höhere Zähigkeitsindizes im Vergleich zur bisher gefundenen Abhängigkeit von der Fließgrenze.

Der Vergleich der eigenen Ergebnisse mit den Literaturangaben zeigt, dass die untersuchten Geschiebemergel eine verhältnismäßig hohe Viskosität, vergleichbar mit reinem Ton, aufweisen. Die hohe Viskosität kann wohl damit erklärt werden, dass die tonige Feinkornmatrix

vorrangig für das geschwindigkeitsabhängige Verformungsverhalten maßgeblich ist. So treten nach röntgenographischen Untersuchungen von BAERMANN & WÜSTENHAGEN (1985) in der Feinkornmatrix saalekaltzeitlicher Geschiebemergel neben nicht quellfähigen Tonmineralen wie Illit, Kaolinit und Chlorit auch quellfähige Tonminerale hoher Viskosität in Form von Montmorillonit (Smektit) auf.

6. Ausblick

Die Ergebnisse der vorliegenden Arbeit weisen darauf hin, dass die tonige Feinkornmatrix der Geschiebemergel für das Verformungsverhalten maßgeblich ist. So ergeben sich anhand der Kompressionsversuche an etwa an der Fließgrenze aufbereitetem Material für erstverdichtete Tone typische lineare Drucksetzungslinien. Auch bei der Untersuchung der Geschwindigkeitsabhängigkeit des Verformungsverhaltens (Viskosität) ergeben sich Zähigkeitsindizes, welche am besten mit Ton vergleichbar sind.

Die Ergebnisse der Kompressionsversuche weisen außerdem darauf hin, dass die Unterschiede in der Zusammendrückbarkeit der Geschiebemergel maßgeblich nicht auf der Materialzusammensetzung der Proben (Kornverteilung), sondern auf den unterschiedlichen Konsolidierungszustand beruhen. Die Geschiebemergel weisen anhand der Drucksetzungslinien überwiegend hohe Vorkonsolidierungsspannungen auf und sind als überkonsolidiert zu charakterisieren, da die momentane Auflast der oberflächennah gewonnenen Proben deutlich unterhalb der maximalen Auflast liegt. Durch den Vergleich der ermittelten Erstbelastungsmoduln mit den Wiederbelastungsmoduln zeigt sich jedoch, dass die Proben weitgehend entspannt sind und die hohe Vorkonsolidierungsspannung nur noch schwach eingepreßt ist.

Mit der Arbeit konnten außerdem neben der Ermittlung charakteristischer Steifemoduln Korrelationen mit dem Porenanteil und dem Wassergehalt erarbeitet werden, welche in der geotechnischen Praxis für

die Berechnungen von Setzungen unter Gründungslasten verwendet werden können. Da die in Kompressionsversuchen ermittelten Steifemoduln insbesondere für überkonsolidierte Tone wie Geschiebemergel oder Tertiärtone gegenüber den Feldmessungen erfahrungsgemäß deutlich zu gering ausfallen (PRINZ & STRAUSS 2011), können dabei die aus Setzungsmessungen ermittelten Korrekturbeiwerte der DIN 4019 angewendet werden. Aufgrund der oberflächennahen Probenahme empfiehlt sich gegebenenfalls außerdem eine tiefenabhängige Korrektur, wie sie von HOLZLÖHNER (1985) vorgestellt wurde:

$$E_s' = E_s \sqrt{z} \quad (4)$$

mit: z Tiefe in m

Da die Ergebnisse an einer relativ kleinen Probenanzahl ermittelt wurden, sind weitere Untersuchungen zur Überprüfung und Anpassung der gewonnenen Erkenntnisse wünschenswert. Dabei sollte besonders auch die Untersuchung von Proben aus größeren Entnahmetiefen angestrebt werden, um den Einfluss der bestehenden Überdeckung auf den Konsolidierungszustand berücksichtigen zu können. Es empfehlen sich außerdem vergleichende Untersuchungen zwischen Laborergebnissen und durch Rückrechnungen von Setzungsmessungen ermittelten Steifemoduln, da exakte Aussagen zum realen Setzungsverhalten letztendlich nur anhand von Setzungsbeobachtungen erfolgen können.

7. Literaturverzeichnis

- BAERMANN, A. & WÜSTENHAGEN, K. (1985): Ingenieurgeologische Untersuchungen an Geschiebemergeln im Hamburger Raum. In: HEITFELD, K.-H. (Hrsg.): Ingenieurgeologische Probleme im Grenzbereich zwischen Locker- und Festgestein, 434-448, Springer-Verlag, Heidelberg.
- BRANDL, H. (2009): Stützbauwerke und konstruktive Hangsicherungen. In: WITT, K. J. (Hrsg.): Grundbau-Taschenbuch, Teil 3: Gründungen und geotechnische Bauwerke. 747-902, Ernst & Sohn, Berlin.
- CASAGRANDE, A. (1936): The Determination of the Preconsolidation Load and its Practical Significance. Proc. 1. Int. Conf. Soil Mech. Found. Eng. Harvard Univ., 3, 60. Zitiert in KOTZIAS (1963).
- CHAMIER, H. & GALLASCH, K. (2005): Erdbau mit bindigen Böden unter ungünstigen hydrogeologischen Bedingungen. Tagung Erdbau für Verkehrswege 2005. Als Download verfügbar unter www.baugrund-bb.de (zuletzt aufgerufen am 05.03.2013).
- DIN 1997-2 (2010): Eurocode 7: Entwurf, Berechnung und Bemessung in der Geotechnik - Teil 2: Erkundung und Untersuchung des Baugrunds.
- DIN 4019-1 (1979) : Baugrund - Setzungsberechnungen bei lotrechter, mittiger Last.
- DIN 18122-1 (1997): Baugrund - Untersuchung von Bodenproben; Zustandsgrenzen (Konsistenzgrenzen) Teil 1: Bestimmung der Fließ- und Ausrollgrenze.
- DIN 18123 (1996): Baugrund - Untersuchung von Bodenproben; Bestimmung der Korngrößenverteilung.
- DIN 18135 (1999): Baugrund - Untersuchung von Bodenproben; Eindimensionaler Kompressionsversuch.
- DIN 18137 (1990): Baugrund - Versuche und Versuchsgeräte; Bestimmung der Scherfestigkeit, Triaxialversuch.
- DIN 18196 (2004): Erd- und Grundbau - Bodenklassifikation für bautechnische Zwecke.
- EISSMANN, L. (1995): Sachsen. In : BENDA, L. (Hrsg): Das Quartär Deutschlands. 171-198, Gebrüder Bornträger, Berlin/Stuttgart.
- GUDEHUS, G. (1981): Bodenmechanik, Enke Verlag.
- GUDEHUS, G. ; LEINENKUGEL, H. J. (1978): Fließdruck und Fließbewegung in bindigen Böden: Neue Methoden. Vorträge zur Baugrundtagung 1978 in Berlin. Deutsche Gesellschaft für Erd- und Grundbau, Essen. Zitiert in BRANDL (2009).

- HOLZLÖHNER, U. (1985): Sand Properties Governing Foundation Settlement, XI ICS-MFE, San Francisco. Zitiert in RICHTER (1994).
- JANBU, N. (1963): soil compressibility as determined by oedometer and triaxial tests. In: Problems of settlements and compressibility of soils, 1, 19-25.
- KAUSCH, F. (2010): Geotechnische Charakterisierung des Hamburger Baugrundes. Behörde für Stadtentwicklung und Umwelt, Hamburg. Als Download verfügbar unter www.hamburg.de/baugrund-start/ (zuletzt aufgerufen am 05.03.2013).
- KNOTH, W. (1995): Sachsen-Anhalt. In: BENDA, L. (Hrsg.): Das Quartär Deutschlands. 148-170, Gebrüder Bornträger, Berlin/Stuttgart.
- KOLYMBAS, D (2007): Geotechnik - Bodenmechanik und Grundbau. 2. Ausgabe, Springer-Verlag.
- KOTZIAS, P. (1963): Die Zusammendrückbarkeit von Schluff. Mitteilungen aus dem Institut für Verkehrswegebau, Grundbau und Bodenmechanik der Techn. Hochschule Aachen, Heft 28
- LEINENKUGEL, H. J. (1976): Deformations- und Festigkeitsverhalten bindiger Erdstoffe. Veröffentlichungen des Instituts für Boden- und Felsmechanik der Universität Karlsruhe, Heft 66.
- LITT, T. ; BEHRE, K.-E. ; MEYER, K.-D. ; STEPHAN, H.-J. ; WANSA, S. (2007): Stratigraphische Begriffe für das Quartär des norddeutschen Vereisungsgebietes. Eiszeitalter und Gegenwart, Quaternary Science Journal, 56, 7-65.
- OHDE, J. (1939): Zur Theorie der Druckverteilung im Baugrund. Der Bauingenieur, 20 (1939), Nr. 33/34, 451-459.
- OHDE, J. (1956): Grundbaumechanik. In: HÜTTE. Band III, 36-902, Ernst & Sohn, Berlin.
- OTTO, R. (1990): Der saaleiszeitliche Geschiebemergel am westlichen Stadtrand von Münster/Westfalen: Lithologie und seine Eigenschaften als Baugrund. Geol. Paläont. Westf., 16, 27-33
- PRINZ H. & STRAUSS, R. (2011): Ingenieurgeologie. 5. Auflage, Spektrum Akademischer Verlag.
- RICHTER, T. (1994): Zur rechnerischen Abschätzung des Lastsetzungsverhaltens von Bauwerken, Heft 40 des Instituts für Grundbau, Bodenmechanik und Energie-wasserbau (IGBE) Universität Hannover, 204-216.
- SCHULZ, H. (2000): Ruhedruck und Spannungsbewegungen überkonsolidierter Böden. Mitt. Inst. Bodenmechanik und Grundbau, Uni Bundeswehr München, 14, 2-46. Zitiert in: VON SOOS et al. (2008).
- VON SOOS, P. & ENGEL, J. (2008): Eigenschaften von Boden und Fels - ihre Ermittlung im Labor. In: WITT, K. J. (Hrsg.): Grundbau-Taschenbuch, Teil 1: Geotechnische Grundlagen, 123-218, Ernst & Sohn, Berlin.

Kartenwerke

Hydrogeologisches Kartenwerk der DDR, Maßstab 1:50.000 (HK-50).

Lithofazieskarten Quartär, Maßstab 1:50.000 (LKQ-50).

Arctic Ecology: What does one need for a sustainable future?

IAN LERCHE¹, ALICE NEWTON², BJORN KJERFE³ & NICOLAS A. BELLEFONTAINE³

¹) Institut für Geowissenschaften und Geographie, Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg, Von-Seckendorff-Platz 3, 06120 Halle, Germany.

²) NILU-CEE-Centre of Ecology and Economics, PO Box 100, 2027 Kjeller, Norway
IMAR-FCT, Gambelas Campus, University of Algarve, 8005-139 Faro, Portugal

³) World Maritime University, S-20 124 Malmö, Sweden

Schlüsselworte: Arktis, Ökologie, Nachhaltigkeit

Keywords: Arctic, ecology, sustainability

Abstract

The future sustainable development of the Arctic region and its environmental protection require co-operation. Perhaps the greatest challenge is to balance the needs of the local population and the need to maintain the pristine nature of the region against the degradation caused by anthropogenic pressures. Here a short discussion is given of a future that allows both economic exploitation but, at the same time, holds the development in check by balancing all requirements to the overarching good of the whole.

1. Introduction

The seriousness of multiple facets of future and current development of the Arctic region (Fig. 1) and their intermeshing, overlapping and synthesis into an integrated sustainable whole cannot be understated but must be underscored.

A difficulty in trying to present such an holistic picture for the future is the scope of the problem. One has to try to present information on a global scale, involving individual nations and their approaches to what they deem as in their best individual national objectives and interests. One must also try to present an outline of what policies are most relevant with the hope that such assessments are as objective as possible and also with the hope that nations, acting together, will see the worth of such integrated development and so act accordingly. However, not wishing to usurp the sovereign rights of nations nor wishing to pre-empt the directions in which individual nations may plan their involvement in Arctic

development either individually or collectively, this position paper deliberately refrains from discussing the behaviour of individual nations. While such a ploy may not please every reader, nevertheless inclusion of such a discussion would make for a very long article indeed and one that would defeat the purpose of presenting a general overview of integrated facets. For that reason such detailed discussions have been eschewed.

A second difficulty is to be aware of the extent of Arctic ice cap melting (Fig. 2) and variations in temperature and rainfall (Fig. 3) throughout the Arctic region as a whole because such influence the sort of development that should be undertaken. Indeed, not only such need to be considered but also the individual ports and routes that should be established for either commercial industries or tourist endeavours. A complete description of all such effects is a massive undertaking and one that would defeat the main purposes of this article, as listed above.

A third difficulty is that there are a myriad of possible strategic and methodological options available for sustainable management and to attempt to categorize even a sampling of such would again defeat the purpose of providing an integrated overview of the various pros and cons that one has to face. Thus while it is appropriate to provide broad and generalized objectives that should be incorporated into a consistent whole, to go into more detail would require massive input from



Fig. 1 The Arctic region. Courtesy of NOAA.

all the Arctic lands and users. Such detail is best left to future international agreements on what is appropriate to undertake as the development proceeds apace. Associated with this sort of problem is also the lack of knowledge, to varying degrees, of how various factors would synergistically interact in forcing new perceptions as time unfolds of mistakes made and corrections to be undertaken. Such a dynamic steering of the overall Arctic development comes only when specific plans are laid and undertaken so that one proceeds with the clear understanding that changes will be needed to achieve what one deems to be acceptable sustainable management. This sort of multi-nation steering requires very high level diplomatic agreements that can often be tricky to agree upon and even trickier to implement.

As a consequence of the above remarks this paper does not identify specific sites of interest in the Arctic (and also does not enter into the debate of to whom the specific sites are of interest and why).

The overall discussion presented here is focused mainly on a broad-brush approach, attempting to identify many of the conflicting and overlapping interests that arise. Therefore, one is attempting to impact policy in the Arctic development with the least amount of detailed “clutter” but with the maximum amount of scientific direction.

To what extent one is successful with such an article is likely to be seen at future meetings and conferences where individual nations collectively set their priorities for sustainable development of the Arctic region.

One analyses the conflicting nature of future resource use in the Arctic, for instance the interplay between fisheries, oil and gas extraction, transport, resource mining, and tourism. Success criteria for Arctic development are given in Table 1. These criteria consider aspects that are fundamental to a desirable future. The well-being and health of people living in the High North depends not only on employment opportunities and adequate public service but also on the recognition of cul-

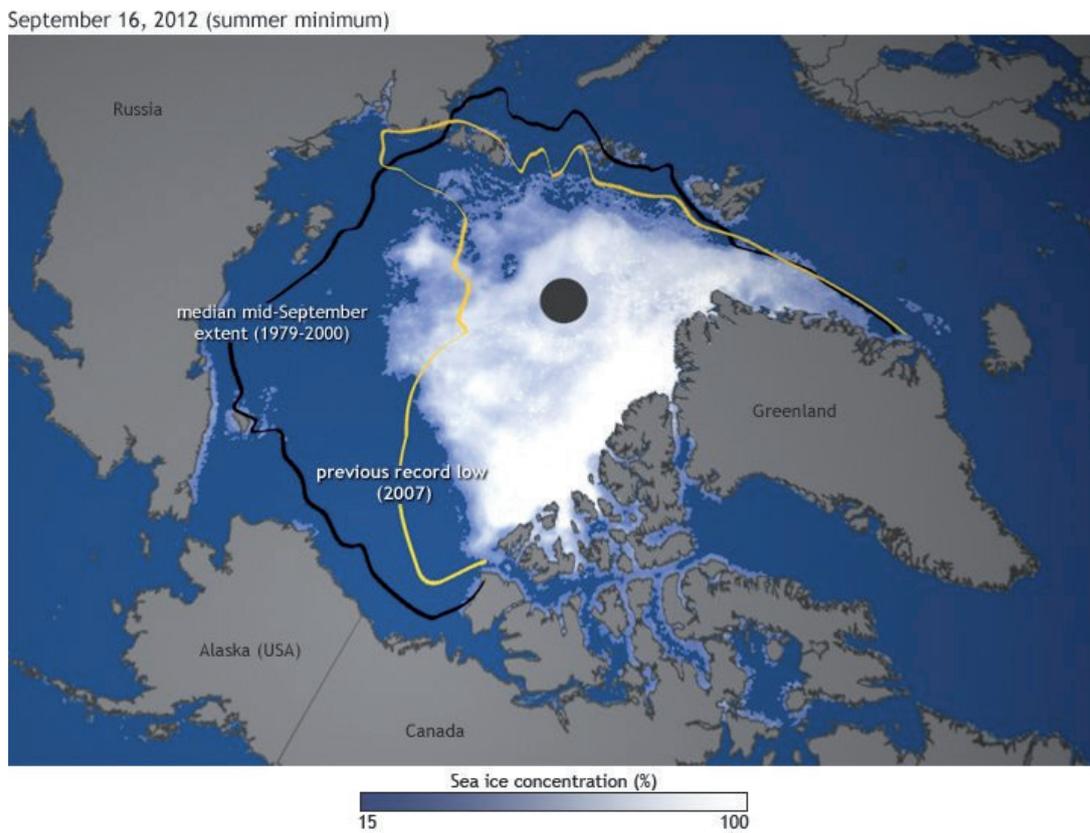


Fig. 2 Sea Ice changes with time over the last 30 years. Courtesy of NOAA.

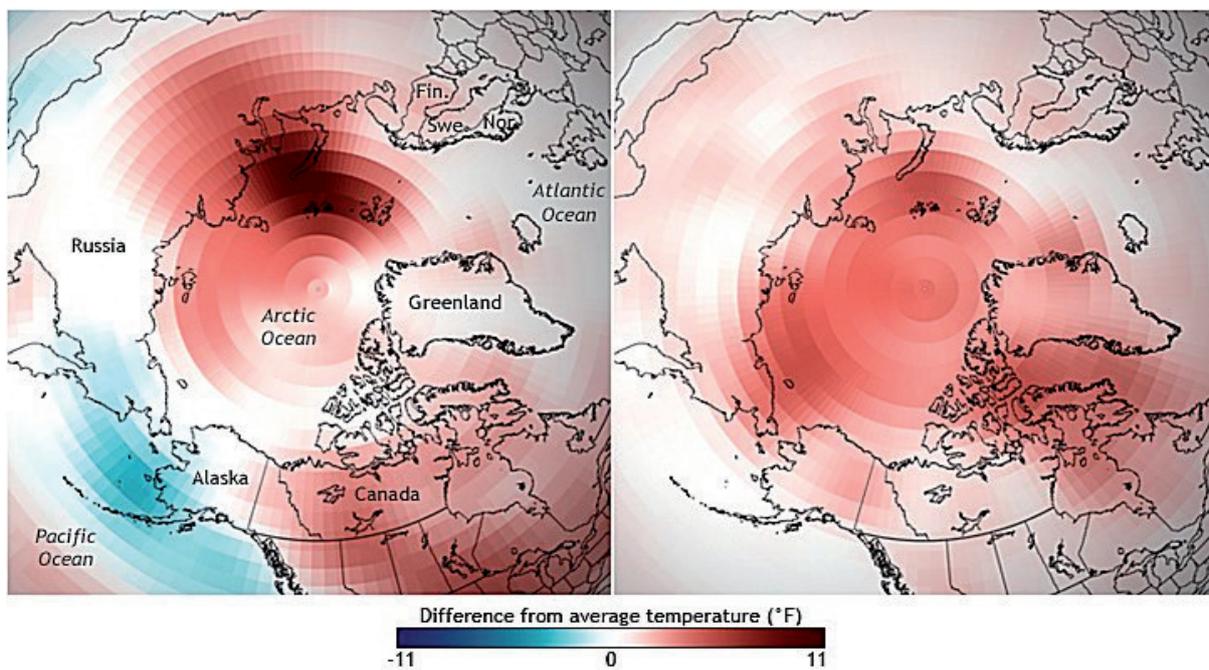


Fig. 3 Changes in temperature from 1970's (left panel) through to 2011 (right panel). Courtesy of NOAA.

Table 1 Arctic Development Criteria

Success criteria for Arctic development	Worst cases for Arctic development
The rich biotic resources of the Arctic, such as fish and shrimp, are exploited in a sustainable manner and so support a thriving fishing industry	The fish and biotic stocks of the Arctic are not managed in a dynamic way that considers climate change, and as a result they are overexploited and collapse.
The opening of maritime shipping routes through the Arctic Ocean provides opportunities for the development of the Arctic region. Container ports are built in strategic locations and provide sustainable employment for Arctic people.	The Arctic Ocean becomes a convenient short cut for maritime shipping. Ship emissions pollute the Arctic atmospheres. Ships dump garbage at sea. Oil tankers flush their tanks causing chronic oil pollution. Inadequate safety at sea results in acute incidents, as in the Exxon Valdez. Alien species are imported by ballast water.
The exploration and exploitation of abiotic resources, such as oil, natural gas, and other mineral resources, cause the least disturbance possible to the environment and the ecosystem, including fish and sea mammals.	Oil and gas exploration proceeds without considering noise pollution, upsetting both fish stocks and marine mammals. Mining proceeds without proper containment of mine tailings, and these leach into the environment.
Arctic tourism develops in a sensitive manner, respecting the environment and the local populations. The Arctic becomes a model of sustainable ecotourism and provides alternative employment for Arctic people.	Arctic tourism increases rapidly and overwhelms the infrastructure and environment. Ships compete for scarce berthing and mob the sights. Cruisers circle around wildlife, such as polar bears, like the 4x4 vehicles that signal the presence of a pride of lions in African safari parks. Arctic tourists that disembark tread on the fragile soils and buy cheap imitation curios made in factories far from the Arctic. Native people are dressed up in “original” costumes and “perform” to entertain the tourists.
The Arctic population has sustainable livelihoods including low unemployment, i.e. a maximum of 4%, which is considered to be the “natural” rate of unemployment. The development leads to new opportunities for the resident Arctic population.	The Arctic population loses the basis of its livelihood and does not possess the skills necessary for the new economic development. The Arctic is flooded with migrant workers who have no long-term residency or interest in Arctic conservation. There is a rise in the crime rate.
The Arctic population have an equitable distribution of wealth, that is no-one with less than half of the mean income of the rest of the population.	The Arctic population is polarised with rich climate entrepreneurs, “the winners”, and the poor who have lost their livelihoods and failed to adapt to the changing conditions. There is a rise in social unrest.

Table 1 Arctic Development Criteria

Success criteria for Arctic development	Worst cases for Arctic development
Economic development is robust. It is not vulnerable to a single fluctuating resource such as the natural fluctuations of a fish stock, or dependant on a single company, or a single activity such as oil extraction. The build-up of new and diverse business ventures has long-term objectives to provide economic sustainability. The economy is diverse, multi-sectoral and well integrated into the global macro-economy. Communities and settlement grow in a planned manner with the adequate infrastructure.	Investors from outside the Arctic region control the development with short-term gain as a priority and no interest in Arctic regional sustainability. Short-term gain opportunities lead to a cycle of boom and bust, as one resource is exhausted and another exploited. “Boom” towns spring and after an economic downturn are full of unemployed workers. Communities depend on a single activity or company for their livelihood and collapse when the company moves away or the resource is exhausted.
Appropriate governance structures are in place at all levels, from International conventions to local best practices. These ensure that the Arctic society develops into a law abiding community, living in a spirit of democracy and respecting human rights. Transparency and competition ensure that licensing is reasonable and fair.	Lack of suitable governance structures lead to bribery and corruption, lack of transparency, unfair licensing, cartels and monopolies, little respect for the law, human and democratic rights.
The geopolitics of the Arctic is stable and the Arctic Nations participate in joint governance of the Arctic and its resources.	There is an increase in geopolitical tensions in the Arctic region leading to a new “cold” war.

tural characteristics, overall political participation and the utilisation of local knowledge in planning and policy development. The success criteria are aspects fundamental to a socially and environmentally viable Arctic future. Some of the contrasting “undesirable developments” for future Arctic sustainability are also presented in Table 1.

The historic evidence for the vulnerability of a society to the depletion of its resources is overwhelming (HELM & HEPBURN 2009). Modern society has a great capacity to understand and document the process of resource degradation but struggles to develop the governance to reverse these trends, many of which are irreversible on human time-scales. The choice is stark: self-destruction or active reorganization. Reorganizing towards sus-

tainability in the Arctic represents a challenge in its extent and complexity, but also presents a strong advantage in that experimentation and cooperation can be realized at a geopolitical scale.

The outcomes include a quantification of climate change impacts on economic sectors in the Arctic. To enable good policy-making and practical budgeting one needs to anticipate rather than react to the risks and costs of the environmental state-change in the Arctic Ocean.

Sustainable development is a major cross-cutting dimension of EU policies. The EU policy relevance to the Arctic includes the Bird and Habitat directives, Agenda 21, Lisbon and Göteborg Strategies, Water Framework Directive, Sustainable Impact Direc-

tive, ICZM recommendations, the Maritime Strategy Directive and forthcoming ICZM directive. These policies interact with most other thematic or sector strategies (rural or urban development, resources management). A sustainable development framework in the Arctic Ocean must consider the need for better integration of scientific knowledge with policies at the most appropriate level.

Research needs to make sustainability a reality include:

- 1. To quantify and enhance knowledge of fish resources and fishery impact responses to climate change in key Arctic fishery regions, including primary production and the consequent fishery industry economic impacts, particularly at ice edges; to examine potential impacts of marine pollution from increased marine transport on Arctic fisheries and resources.

- 2. To examine and quantify economic/market opportunities from the opening of the Arctic sea routes for the shipping sector and for the socio-economic development of Arctic regions; to provide an improved knowledge base for marine transportation and routing in the Arctic, and including environmental impacts and responses to protect arctic marine ecosystems; to define requirements to ensure sufficient monitoring of environmental and other standards, and to draft concepts regarding monitoring and reporting procedures for vessel traffic in the Arctic considering maritime security, safety and protection of the environment and their potential impacts to the socio-economic development of the region; to assess the state of Arctic ports and infrastructure (i.e. stable roads, contingency planning, etc.) impacts of climate change (i.e. permafrost loss, wildlife migrations) on the socio-economic development of Arctic communities.

- 3. To assess and quantify the development of marine tourism (geographical, ecological and adventure), including evolving tourism activity driven by climate change and consequent marine safety and security risks in specific areas; and to investigate the mari-

time safety and environmental issues related to increased tourism cruise vessel activity and how emergency and environmental response capabilities will need to be enhanced.

- 4. To assess the potential economic growth areas for oil and gas development and potential linkages to existing/new arctic sea routes; to link the understanding of potential impacts to the arctic marine ecosystems of resource extraction (principally gas and oil) to baseline biological resources and an understanding of environmental and economic threats from shipping, of the risk of spreading invasive species and of petroleum hydrocarbons including PAHs, heavy metals, and potential conflicts/impacts with other sectors such as fisheries and tourism; and to assess potential local economic/community impacts of increased oil and gas vessel activity on marine mammals (i.e. noise/ship strikes), polar bears, arctic birds, and local marine ecosystems.

- 5. To develop an integrated GIS-based database to quantify the Arctic resources and national boundaries - not an easy task in view of conflicts which have already been identified (e.g. Denmark-Canada, Norway-Russia).

2. Research and Development Gaps

Knowledge is needed to strengthen international efforts that address climate change impacts and to inform policy directions and decision-making at the local community, national, European and international levels with respect to the sustainable development of the Arctic. Knowledge gaps include:

2.1 Fishery Resources and Fisheries

Evaluation of climate impacts on several key fishery resources and marine mammal populations, including vessel noise impact affecting their aggregation, distribution and movements, assessment of commercial fishery benefit gains/losses due to opening of the Arctic to increased fishing vessel activity (Fig 5) and potential reduction to traditional ice fish/mammal harvesting.

2.2 Maritime Transport in the Arctic

An economic assessment of the potential opportunities for the shipping sector in the Arctic and its potential impacts on the socio-economic development of the Arctic regions, a comparative study on legal aspects of vessel traffic in Arctic regions and comparisons with other regions (i.e. Antarctica), technical infrastructure and operational challenges in the Arctic, consideration of monitoring and reporting requirements, necessary amendments and modification to ensure maritime security, safety, protection of marine environment and monitor compliance with standards, and case studies to investigate existing and application of best operational practices. A study of training and educational needs and the conceptual design of maritime educational modules for crews operating in Arctic regions are necessary.

2.3 Tourism/Cruise

A survey and economic assessment on maritime requirements specifically arising from tourism and cruise activities in the Arctic. An economic assessment of the primary tourism interests in the Arctic and how such are shifting due to recent and on-going climate change (e.g. examination of Svalbard as a case model for cruise vessel tourism).

2.4 Port/Infrastructure

Assessment and quantification of current port infrastructure in the Arctic and identification of future needs, including a survey of port state control and flag state regimes to ensure maritime security/safety, environmental and socio-economic needs and requirements for Arctic ports, and including the capacity to address oil spills (preparedness and response) and the need for reception facilities.

2.5 Resource Extraction

Assessment and quantification of the expansion areas for the gas and oil industries and their transport linkages to new/old shipping routes, community/port infrastructure growth expectations with their potential environmen-

tal implications as well as for coal mining, and potential conflict areas with existing fisheries, hunting for marine mammals, and other traditional activities of local indigenous peoples.

2.6 Data Fusion

Integration of all sector data compiled into a GIS database of all sources of data, for example monthly sea ice coverage from available remote sensing sources, and including port infrastructure, commercial trans-Arctic shipping and traffic, fishing activities, and cruise ship operations, data, etc., and fused into an integrated database.

In order to achieve the overall objective, the thrust is to:

- Synthesize International Polar Year findings relevant to Arctic economic development;
- Make an analysis of climate change scenarios enabling Arctic development;
- Identify opportunities for the development of Arctic fisheries, maritime transport, shipping and tourism;
- Develop a trans-sector quantification of Arctic economic development;
- Assess the environmental Impact of Arctic development;
- Develop guidelines for the protection and conservation of marine mammals in the context of Arctic development;
- Quantify the Arctic economic growth and vulnerability in the context of the global economy;
- Develop guidelines for social adaptation to climate change in the Arctic;
- Provide a roadmap for governance of the Arctic;
- Develop guidelines for deliberation and conflict management in Arctic development;
- Develop a strategy for adaptation to climate change in the Arctic;
- Construct a framework for ecosystem based management of the Arctic;
- Make an analysis of Arctic development in

the context of policies, including opportunities and constraints;

- Provide recommendations for social stability and security of the Arctic.

NOTE: Now follows a more in-depth look at each of the points summarized in this section. This repetition is deliberate so that one can obtain a more detailed idea of some of the many factors involved in each aspect of Arctic ecology. These descriptions run from section 3 through section 8 and can be skipped by those more interested in the summary list of needs for a sustainable future given in section 9.

3. Maritime transport

Several factors control maritime transport including:

- Natural endowment, i.e. the availability of a good or service in one region, e.g. tea growth in China, such also includes relative labour costs;
- The relative and absolute price differences for goods in different parts of the world;
- The balance between supply and demand.

Costs have been decreasing as the design of ships has improved, but also because of the economy of scale from large cargos and the improved logistics in container ports. However, further reductions are possible because of shorter routes.

The three possible routes in the Arctic are the North East passage, along the coast of North Russia; the North West passage through the Canadian Arctic archipelago, and the transpolar route that cuts right across the Arctic Ocean. Of these, the North East passage is already practicable in the summer months in some years (2009), whereas the other two routes may become practicable in the future. The opening of the different routes benefits different regions, for example the North East passage would benefit principally the trade between Asia and Europe. Nevertheless, the use of the North East passage is conditioned by several factors that need investment, including:

- The number of ships in the cargo fleet that are fit for the purpose, i.e. with the necessary fetch and hull characteristics;
- Operational logistics such as the availability of icebreakers.
- Infrastructure such as adequate port facilities and rescue services.

The cooperation of the Russian government will be necessary for this route to be truly viable and to guarantee free and safe passage under International Maritime conventions.

4. Fisheries

The objective for Arctic Ocean fisheries is ecological sustainability, socially and economically. An increasing proportion of fish consumed in Europe is from aquaculture and the development of this activity in the Arctic (Fig. 4).

The Arctic economy relies on only a few commercial species, such as cod, herring, shrimp, and pollack. Climate change is expected to impact marine fishing in the Arctic Ocean in several ways. Changing temperatures will increase the stocks of some commercial species while reducing the stocks of others. Expected impacts may include: changes in stocks and species, alteration of migration routes, uncertain harvesting costs, and increased stock productivity.

Some species, such as cod, are shifting their migratory routes northwards, and new species are emerging in the north (e.g. mackerel, blue whiting). Fish stocks are sensitive to variations in temperature and the timing of phytoplankton blooms, and such may be aggravated as a result of changing climate conditions. In addition to bio-physical changes, expected impacts also include uncertain harvesting costs in terms of distance to fishing grounds, and new and different technologies.

At present, the Arctic Ocean fishery is dominated by large ships that bring the catch of shrimp and fish back to distant ports, for example in Denmark or Norway, where the catch is processed and marketed.



Fig. 4 Typical coastal waters Arctic fishing boat. Courtesy of Norwegian Tourism Council.

There are major information gaps on fishing yield because of the unresolved issue of Illegal Unreported and Unregulated (IUU) fishing highlighting the need to examine options for future management within the wider context of ecosystem constraints integrating such into the wider marine socio-ecological system in order to investigate trade-offs and synergies with other legitimate uses of the Arctic Ocean, and environmental factors including climate change.

The capacity to sustain revenues and employment implies that high value predator species fisheries should be maintained through careful management and that the social dimension of fisheries as a source of employment should continue. This goal coincides with that of ecologists who have shown that high mortality of top predator species may lead to ‘trophic cascading’ that unbalances ecosystems and damages resilience and diversity. On the other hand, climate change is resulting in a northward movement of many stocks and it may not be possible to conserve the same top predator species when trying to achieve social and ecological goals.

The current management of fish is distinct from the management of their habitat, (often through the regional seas commissions and environment ministries or their equivalent). Management decisions on the marine environment are currently made on the basis of compliance with relevant regulations, voluntary targets and short-term economic considerations. There is a small element of collaborative goal setting and problem management, but such is usually confined to very small areas.

The concept of Ecosystem Based Management focuses on management, and recognition of the role of humans within present day ecosystems. One includes:

- Management objectives as societal choice;
- Management decentralised and multi-sectors;
- Appropriate temporal and spatial scale;
- Conservation of ecosystem function and resilience;
- Appropriate balance between conservation and use;
- Management within system limits;

- The outward vision (respect interconnect-
edness) and long-term vision (change is in-
evitable);
 - Broad use of knowledge, scientific and tra-
ditional; and
 - Incorporation of economic considerations
(e.g. costs and benefits).
- . Two aspects are emphasized in particular:
- the need for multidisciplinary science to
support the implementation of EBM; and,
 - the fact that nature is not stable; natural
and global change must be understood and
accommodated in any effective policy frame-
work.

5. Resource Extraction

The Arctic Ocean and surrounding coasts are rich in abiotic resources (Fig. 5) including natural gas, oil and oil sands as well as methane hydrates. There is also a wealth of mineral resources, such as rare-earth minerals, lead, silver and uranium in Greenland; coal in Svalbard, diamonds in Alrosa (Russia), gold and mercury near Pevek (Russia). All are potentially important sources of pollution, as are mine tailings and climate change feedback from fossil fuels.

However, these resources are not distributed evenly across the Arctic region. Oil and gas fields have already been identified off Alaska, Russia, Norway and Greenland. Examples include the Shtokman natural gas field in the Barents Sea and the oil and gas fields of the Lofoten Islands. Nevertheless, exploration continues in the Arctic Ocean and generates conflicts with both the fishing industry, as in the case of the Lofoten Islands, and wildlife conservation especially of marine mammals.

The exploitation of these resources implies the development of infrastructure in the Arctic Ocean and also along the Arctic coast. Apart from the investment in infrastructure, the operational risks in Arctic waters are even greater than in other offshore exploitations.

There are also additional issues such as whether gas will be pipelined or whether Arctic industries will grow to use the resource in situ. The latter would make the region rich in cheap fossil fuel energy, as well as providing the potential of using hydropower from melting glaciers, and would support industrial development in the Arctic. Further research and technological developments are necessary to enable the economic exploitation of the enormous methane hydrate resources.



Fig. 5 Coal mining on Svalbard with attendant detritus. Courtesy of NOAA.

6. Tourism

What do Arctic tourists “seek”? And what do Arctic inhabitants gain from tourism? What about the perspective of the inhabitants of the Arctic? What about the local impacts of tourism? What is the benefit for social and cultural sustainability in the region and recipient communities? Tourism must not focus solely on the needs and requirements of the visitors, while ignoring the local inhabitants.

Most Arctic tourism occurs in the summer months when tourists benefit from the long daylight hours; the “midnight sun” or “white night” experience. There is a shorter winter season for which the main attractions are the Aurora borealis “Northern lights”, ice hotels, ice sculpture and Christmas tourism with visits to “Santa’s workshop” on reindeer sleighs.

The huge media focus on climate change issues and the plight of iconic species, such as polar bears, serves as an enormous publicity campaign for Arctic tourism. The Arctic Ocean and coast have different endowments with respect to tourist attractions. While some areas have spectacular ice-sheets and glaciers, polar bears (Fig. 6) and walrus, others have musk-ox, reindeer, geysers and volcanoes. Cetaceans, especially whales and narwhals

(Figs 7 and 8), are an added attraction and, in some cases, whale watching may replace commercial whaling.

Archaeological sites, traditional lifestyles and crafts are an added attraction with dog sleighs and igloos being an attraction while seal and narwhal hunting are not, at least not for many visitors. While some tourists want to participate in activities such as sport fishing and reindeer hunting, many want to preserve the illusion of “Ecotourism” while avoiding any discomfort. Cruise tourism, as one form of marine tourism, is a favoured option (Fig. 9). However, very little money is then spent locally, mainly on curios (such as soapstone carvings) when a ship calls into port. The labour is also not local, as the crew accompanies the ship. The main requirement for cruise tourism is ports that can accommodate the huge cruise ships. Some tourists fly into the Arctic requiring a greater investment in infrastructure for airport, hotels and other land-based developments.

The WWF nature program has developed 10 principles of action and a code of conduct for Arctic tourism and infrastructure. Infrastructure for rescue operations is largely lacking and unfortunately incidents have already



Fig. 6 Habitat-threatened polar bear species as a consequence of sea ice shrinkage. Courtesy of NOAA.



Fig. 7 Narwhals as a tourist attraction.



Fig. 8 Whale watching as a tourist attraction, but whales are also slaughtered by certain Arctic countries. Courtesy of NOAA.

taken place, such as that of M/S Explorer off Antarctica in 2007.

Arctic economic development in the context of climate change may also affect the tourism sector. While tourists find the calving of icebergs from glaciers spectacular, the muddy runoff of melting permafrost is less attractive. Ugly cities in beauty spots that spring up after rapid urban development, such as Ushuaia (Tierra del Fuego, Argentina), are also unattractive to tourists. Grey, dirty snow, oil slicks, garbage and flotsam, mining activities and mine tailings all spoil the tourist illusion of the “pristine” Arctic as does red, blood-stained snow and water from hunting activities. Most of all tourists want to see and photograph their experience and Arctic fog is a problem that may become more pronounced as a result of climate change.

7. Trans-sector approach

Development of the 4 economic sectors focused on can become the source of trans-sector conflicts, such as with the exploitation of oil and or gas and on-going fisheries activity, or between tourism and industrial development.

The importance of fisheries in the Arctic Ocean has led to international conflicts. There is also the tension between the fisheries sector and conservation interests.

Guidance on conflict resolution should be an integral part of a wider mechanism for implementing adaptive management. Objective information on costs and benefits can assist but there is no ‘one size fits all’ for conflict resolution. Collaborative problem solving is one of the most promising techniques developed.

8. Issues of Scale:

Scales are important to consider. For example, if the global price of oil is so high that a distant fishing ground becomes unviable a local manager cannot address such an issue.

Introduction of invasive species by ship ballast water has also to be considered.

Development of private companies in the Arctic will depend on four principal production factors: labour, capital, natural resources as well as management and entrepreneurial skills.

The availability and allocation may not be the same across the four economic sectors thus favouring the development of particular sectors. So, the allocation efficiency of the four production factors will determine the production efficiency of individual companies and sectors. Public investment will also be necessary to enable the initial development, for example by enabling the construction of better port facilities.

9. Sustainable Future Objectives

9.1 Fishery Resources and Fisheries

To quantify and enhance understanding of fishery resources and fishery impacts in response to climate change in key Arctic fishery regions, including primary production and the consequent fishery industry economic impacts, particularly at ice edges; to examine potential impacts on fisheries and resources from increased maritime activities in the Arctic.

9.2 Maritime Transport in the Arctic

To examine and quantify economic market opportunities from the opening of Arctic sea routes for shipping and its impact on the socio-economic development of Arctic regions; to provide an improved knowledge-base on marine transportation and routing in the Arctic, including environmental impacts and responses to protect Arctic marine ecosystems; and to develop concepts related to monitoring and reporting of procedures for vessel traffic in the Arctic, taking into account maritime security, safety, and protection of the environment and the potential impacts of maritime transport on socio-economic development of the Arctic region.



Fig. 9 Arctic tourist ship giving some idea of the sizes of tourist groups.



Fig. 10 The World Seed Bank on Svalbard to preserve as many sorts of seeds as possible in case of extinction. Courtesy of Norwegian Research Council.

9.3 Cruise/Tourism

To assess and quantify the development of marine tourism (geographical, ecological, and adventure) and cruise vessel activity in the Arctic (Fig. 9), including evolving tourism activity driven by climate change and consequent marine safety and security risks; and to investigate the maritime safety and environmental issues related to increased tourism and cruise vessel activity, and develop protocols for enhancement of emergency and environmental response capabilities.

9.4 Port/Infrastructure

To assess the state of Arctic ports and supporting infrastructure (i.e. stable roads, harbours, reception facilities, contingency planning), and the impacts of climate change (i.e. permafrost loss, sea level rise, wildlife migrations) on the socio-economic development of Arctic communities and peoples.

9.5 Resource Extraction

To assess economic growth areas for non-renewable resource (i.e. oil and gas) development and its potential linkages to both existing and new Arctic sea routes; to link resource extraction to potential impacts on Arctic marine ecosystems; to inventory biological resources needed for human sustenance. This aspect is partially addressed pragmatically by the Svalbard Food Bank (Fig. 10) where seeds are held to ensure an ongoing supply in case of need. Quantify environmental and economic threats from shipping (i.e. the risk of spreading invasive species) and petroleum hydrocarbon exploration and extraction (i.e. polycyclic aromatic hydrocarbons, heavy metals), and potential conflicts/impacts on other maritime sectors; and to assess local economic/community impacts of increased oil and gas vessel activity on marine mammals (i.e. noise/ship strikes), polar bears, Arctic birds, and local marine ecosystems.

9.6 Data Synthesis

To develop an integrated GIS-based database for quantification, analysis, and synthesis of all data.

10. Conclusions

The overview provided here should act as a stimulus for those actively involved in Arctic ecology and sustainability. While much more could be said about the policies of nations and the desirability of controlling and limiting individual aspects of such Arctic development the authors are not the right people to address such issues because political involvement is not our metier. Suffice it to say that the basic principles and tenets laid out here on a scientific basis should serve as a blueprint for all future endeavours. As the years go by we will be curious to see to what extent our thinking is included in Arctic evolution and sustainability and to what extent unorganized and uncontrolled development takes place to the benefit of none but to the detriment of all.

11. Acknowledgements

The research leading to these results has received funding from the European Community's Sixth Framework Programme grant agreement 036992 (SPICOSA) and from the Seventh Framework Programme under grant agreement number 226675 (Know Seas). The SPICOSA and Know Seas projects are affiliated to LOICZ.

12. Literature Used

NOTE: *A seemingly infinite number of articles is available concerning Arctic sustainability, perhaps so serving to indicate the seriousness of issues involved. We list below a small sampling of such articles that we have found particularly helpful in writing the present paper. By a quick Internet search the reader can extend almost effortlessly the list enormously.*

- ACIA 2005, Arctic Climate Impact Assessment. Cambridge University Press 1020 p.
- Arctic Council, 2009, Human Health in the Arctic. Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP), Oslo.
- Arctic Council, 2007, Arctic Oil and Gas Assessment. Arctic Monitoring and Assessment Programme (AMAP), Oslo.
- Arctic Council, 2009, Arctic Marine Ship-

- ping Assessment 2009 Report. Protection of the Arctic Marine Environment (PAME), Akureyri.
- BERKMAN, P.A., 2009, Arctic Ocean State-Changes: Self Interests or Common Interests. In: ALFREDSSON, G. KOIVUROVA, T. AND LEARY, D.K. (eds). Yearbook of Polar Law. Volume 1. pp. 527-541.
- BERKMAN, P.A., 2010, Environmental Security in the Arctic Ocean. Royal United Services Institute, Whitehall Paper
- BERKMAN, P.A. & YOUNG, O.R., 2009, Governance and Environmental Change in the Arctic Ocean. *Science* 324: 339-340.
- DOWNING, T. E., MOSS, S. & PAHL-WOSTL, C., 2000, Understanding Climate Policy Using Participatory Agent-Based Social Simulation Proceedings of Multi Agent Based Simulation (MABS), Lecture Notes in Artificial Intelligence pp.198-213, Springer Verlag, Berlin.
- GLOMSRØD, S. & ASLAKSEN, I., 2006, The Economy of the North. Statistical Analyses 84. Oslo: Statistics Norway.
- GOOSSE, H., ARZEL, O., BITZ, C. M., DE MONTETY, A., & VANCOPPENOLLE, M., 2009, Increased variability of the Arctic summer ice extent in a warmer climate, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L23702, doi:10.1029/2009GL040546.
- HELM, D., & HEPBURN, C., 2009, The Economics and Politics of Climate Change, Oxford University Press, Oxford, 538 pp.
- HOEL, A.H. (ed.), 2009, Best Practices in Ecosystem-based Oceans Management in the Arctic. Report Series No. 129. The Norwegian Polar Institute, Tromsø.
- HOLLAND, M. M., BITZ, C. M., & TREMBLAY, B., 2006, Future abrupt reductions in the summer Arctic sea ice, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L23503, doi:10.1029/2006GL028024.
- HUNTINGTON, H.P., 2009, A preliminary assessment of threats to arctic marine mammals and their conservation in the coming decades. *Marine Policy*, 33 (1): 77-82.
- JOHANSEN, P., PARS, T., & BJERREGARD, P., 2000, Lead, cadmium, mercury and selenium intake by Greenlanders from local marine food. *Science of the Total Environment*, 245: 187-194.
- KRUSE, J., POPPEL, B., ABRYUTINA, L., DUHAIME, G., MARTIN, S., POPPEL, M., KRUSE, M., WARD, E., COCHRAN, P. & HANNA, V., 2008, Survey of Living Conditions in the Arctic, SLiCA. In: MØLLER, V., HUSCHKA, D., & MICHALOS, A. C. (eds.): Barometers of Quality of Life around the Globe. Springer Social Indicators Research Series. Springer Verlag, Berlin.
- Millennium Ecosystem Assessment, 2005, Ecosystems and Human Well Being: Synthesis. Island Press, Washington, D.C.
- National Research Council, 2003, Cumulative environmental effects of oil and gas activities on Alaska's North Slope. National Academies Press, Washington.
- PETERSON, C.H., 2001, The "Exxon Valdez" oil spill in Alaska: Acute, indirect and chronic effects on the ecosystem. *Advances in Marine Biology*, 39: 1-103.
- RIDLEY, J., LOWE, J., BRIERLEY, C. & HARRIS, G., 2007, Uncertainty in the sensitivity of Arctic sea ice to global warming in a perturbed parameter climate model ensemble, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L19704, doi:10.1029/2007GL031209.
- SERREZE, M.C., HOLLAND, M.M. & STROEVE, J.C., 2007, Perspectives on the Arctic's shrinking sea-ice cover. *Science* 315, 1533-1536.
- UNESCO, 2009, Climate Change and Arctic Sustainable Development: Scientific, Social, Cultural and Educational Challenges. UNESCO, Paris.
- WANG, M. & OVERLAND, J.E., 2009, A sea ice free summer Arctic within 30 years? *Geophysical Research Letters* 36, L07502.
- WILKINSON, A., 2009, Scenarios Practices: In Search of Theory, *Journal of Futures Studies*, February 2009, 13(3): 107 – 114.
- WILKINSON, A.J. & EIDINOW, E., 2008, Evolving practices in environmental scenarios: a new scenario typology, *Environ. Res. Lett.* 3 (2008) 045017.

Fremdgesteinseinschlüsse in tertiären Vulkaniten am Hohen Parkstein bei Weiden in der Oberpfalz/Bayern

MARKO RANNEBERG¹ & HERBERT PÖLLMANN¹

¹) Institut für Geowissenschaften und Geographie, Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg, Von-Seckendorff-Platz 3, 06120 Halle, Germany.

Schlüsselworte: Parkstein, Xenolithe, Basalt, Nephelin - Basanit, Tertiär, Egergraben

Keywords: Parkstein, Xenolithes, Basalt, Nepheline - Basanite, Tertiary, Eger rift

Zusammenfassung

In der Umgebung der Ortschaft Parkstein wurden tertiäre Basalte und ihre Fremdgesteinseinschlüsse kartiert und charakterisiert. Die untersuchten Vulkanite befinden sich westlich der Fränkischen Linie im oberfränkisch - oberpfälzischen Bruchschollenland. Sie gehören genetisch zu den Intraplattenbasalten und stellen zusammen mit mehr als 100 weiteren Vorkommen in Oberfranken und der Oberpfalz die westlichen Ausläufer des westlichen Egergraben - Vulkangebietes dar.

Die Basalte des Arbeitsgebietes durchschlagen klastische Sedimentgesteine des Mittleren Keupers (Burgsandstein) und der Höheren Oberkreide (Parkstein Formation). Nach ihrem normativen Mineralbestand werden die Vulkanite als Nephelin - Basanite klassifiziert. Die Fremdgesteinseinschlüsse in den Vulkaniten stammen aus dem Deckgebirge. Insgesamt können zwölf Xenolith - Typen unterschieden werden, die starke Ähnlichkeit zu den Gesteinen des Mittleren Keupers und der Oberkreide im Untersuchungsgebiet aufweisen. Es sind hauptsächlich verschiedene Tonsteine, Sandsteine, Arkosen und Konglomerate. Letztere enthalten Granit - Gerölle. Die Fremdgesteinseinschlüsse zeigen, im Kontaktbereich zu den Basaltgängen, vielfach thermometamorphe und metasomatische Umwandlungserscheinungen.

Abstract

In the region around the village Parkstein, Tertiary basalts and their xenoliths were mapped and characterized. The vulcanites examined are located west of the Franconian Line in the Upper Franconian - Upper Palatinate area. Genetically the vulcanites belong to the intraplate basalts and, together with more than 100 further occurrences in Upper Franconia and Upper Palatinate, define the western extremities of the volcanic area of the Egergraben.

The basalts are surrounded by clastic sedimentary rocks of both the Middle Keuper (Burgsandstein) and Upper Cretaceous (Parkstein Formation). The basalts are classified as nepheline - basanites by their mineral constitution. The xenoliths in the vulcanite originate from the overburden. In total, twelve types of xenoliths can be distinguished, showing strong similarities to the

Keuper and Upper Cretaceous rocks. The xenoliths are mainly various mudstones, sandstones, arkoses and conglomerates, containing pebbles of granites. The xenoliths frequently show thermo - metamorphic and metasomatic transformations in the contact domain to the basalt veins.

1. Einleitung

Der Hohe Parkstein, bei Weiden in der Oberpfalz gehört zu den schönsten Geotopen Deutschlands (Abb.1). Viele Menschen besichtigen ihn Jahr für Jahr und staunen über den imposanten Basaltgang. Auch Alexander von Humboldt besuchte den Parkstein und bezeichnete ihn als schönstes Basaltvorkommen Europas (SCHRÖDER & PETEREK 2002). Seither war der Hohe Parkstein Gegenstand zahlreicher wissenschaftlicher Untersuchungen, die sich u.a. mit der Petrographie, dem Alter und dem Entstehungsprozess beschäftigten. Die wichtigsten Arbeiten dazu wurden von GÜMBEL (1868), WALDECK (1905), RICHARZ (1920), WURM (1925, 1961), SCHRÖDER (1963, 1965), STRUNZ (1975), TODT & LIPPOLD (1975), HUCKENHOLZ & SCHRÖDER (1985), ALTENSCHMIDT (1991), SCHRÖDER & PETEREK (2002), HORN & ROHRMÜLLER (2005) und PÖLLMANN & PETEREK (2010) verfasst. Fremdgesteinseinschlüsse, die in den Vulkaniten des Hohen Parksteins in großer Zahl vorkommen, wurden dabei oft nur untergeordnet betrachtet. Nur SEELIGER & STRUNZ (1962) haben sich eingehender mit dieser Thematik beschäftigt. Allerdings beziehen sich ihre Untersuchungen nur auf drei verschiedene Einschlusstypen, die ausnahmslos aus Basaltproben stammen. Wie vielfältig die Xenolithe jedoch tatsächlich sind, soll im Folgenden aufgezeigt werden.



Abb. 1 Blick aus Süden auf den Hohen Parkstein.

2. Regionale Geologie

Der Hohe Parkstein überragt mit einer Höhe von 595 m das oberfränkisch - oberpfälzische Bruchschollenland, einen schmalen, 15 bis 20 km breiten Trias - Streifen, welcher sich zwischen der Nördlichen Frankenalb und dem Ostbayerischen Grundgebirge befindet. Das Bruchschollenland ist durch NNW - SSE ausgerichtete Störungszonen in mehr oder weniger schmale Leistenschollen zerteilt (WALTER 2007).

Im nördlichen, oberfränkischen Anteil des Bruchschollenlandes zeigen triassische Gesteine die für Mitteleuropa charakteristische Dreigliederung in Buntsandstein, Muschelkalk und Keuper. Darüber folgen im Gebiet um Coburg unterjurassische und nordwestlich von Kulmbach mittel- und oberjurassische Gesteine. Richtung Südosten macht sich in der Ausbildung der Trias - Sedimente zunehmend die Nähe und der Einfluss des angrenzenden Böhmisches Massivs bemerkbar (WALTER 2007).

Nach Süden verliert sich die tektonische Zerstückelung und die Bruchschollen enden

in der Weidener Bucht. Hier tritt stellenweise das Rotliegendes des Naab - Troges zutage (WALTER 2007). Es umfasst Serien des Unterrotliegendes bis zu kontinentalen Zechstein-äquivalenten, mit einer Gesamtmächtigkeit von rund 1500 m (SCHRÖDER 1965).

Die Gesteine des Perms werden im Gebiet östlich von Weiden von Buntsandstein und litoral-klastischen Gesteinen der Mittleren Trias überlagert. Im Raum Neustadt - Presath - Parkstein folgt Keuper, der stellenweise diskordant von jüngerer Oberkreide (Hessenreuther Kreidemulde) bedeckt wird (WALTER 2007).

Die Ablagerungen der Hessenreuther Kreidemulde bestehen aus Gesteinen des Unteren Cenoman bis Campan. Es sind terrestrische Sedimente eines progradierenden Schüttungsfächers, der sich als Folge der Heraushebung des Grundgebirges gegenüber dem mesozoischen Vorland an der Fränkischen Linie entwickelte (DILL 1990, DILL & WEBER 2010) (Abb.2).

Lokal werden die Sedimente des Bruchschollenlandes von tertiären Vulkaniten

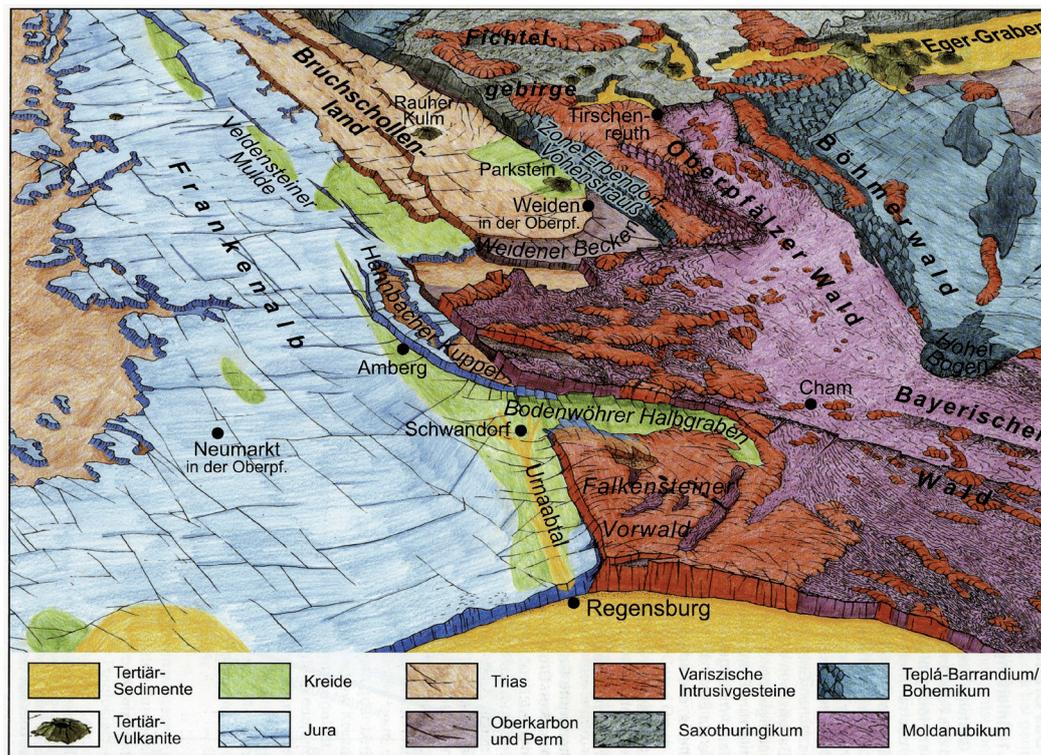


Abb. 2 Geologisches Reliefbild der Umgebung des oberfränkisch - oberpfälzischen Bruchschollenlandes (nach VOLL 1960, aus GLASER et al. 2007).

durchschlagen (z.B. Rauher Kulm, Waldecker Schlossberg, Parkstein). Nach SCHRÖDER & PETEREK (2002) kennt man aus dem Deckgebirge westlich der Fränkischen Linie 20 vulkanische Förderröhren. Aus der östlich der Fränkischen Linie anschließenden Grundgebirgsscholle sind circa 100 Eruptionszentren bekannt (HUCKENHOLZ & SCHRÖDER 1985).

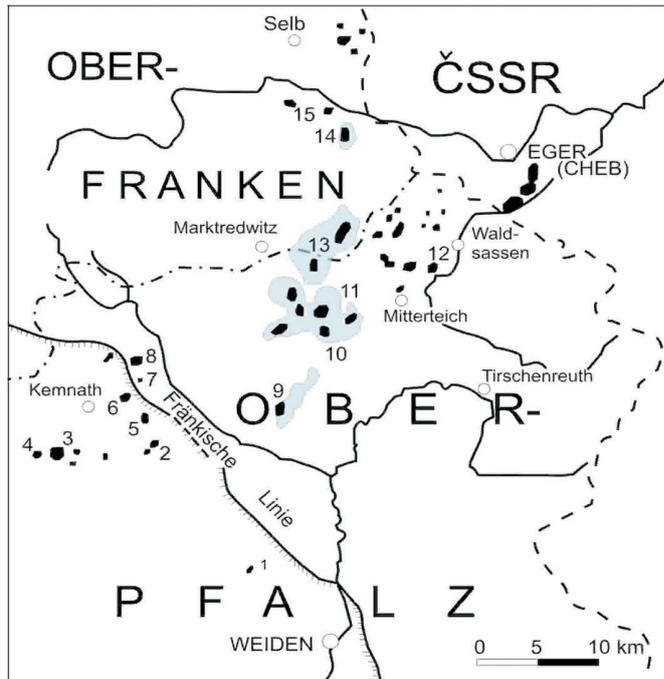
Der Vulkanismus ist an den Egergraben gebunden, der durch Dehnung der Erdkruste seit dem späten Oligozän eingesunken ist (GLASER et al. 2007). Der Egergraben ist ein NE - SW streichendes, kontinentales Riftsystem, das eine Breite von rund 50 km und eine Länge von etwa 300 km hat (KOCH & RÖHLING 2005). Er gehört, wie auch der Rheingraben, zum European Cenozoic Rift System (ECRS) (ZIEGLER 1990). Die Oberpfälzer Basalte stellen die westlichen Ausläufer der Egergraben - Vulkanite dar (TODT & LIPPOLD 1975).

Entlang des Egergrabens sind die Eruptionen an mehrere Zentren geknüpft. Dies sind von NE nach SW: Nordböhmisches Mittelgebirge, Duppauer Gebirge, östliches Fichtelgebirge sowie der Kemnather Raum. Die Basalte liegen jeweils im Schnittpunkt der

Strukturen des Egergrabensystems mit querenden Störungen, z.B. der Fränkische Linie (PÖLLMANN & PETEREK 2010). Sie sind überwiegend an vorvulkanisch entstandene Beulenstrukturen gebunden (SCHRÖDER 1965).

In der Oberpfalz liegt das Hauptverbreitungsgebiet der Basalte laut OTT (1996) in einem Dreieck Marktredwitz, Waldsassen und Wiesau mit dem Großen Teichelberg (Abb. 3). Die Vulkanite, die neben Tuffen auch vulkanische Brekzien enthalten, gehören den Alkalibasalten an. Ihre petrographischen Merkmale weisen sie als primäre Partialschmelzen des Oberen Erdmantels aus (HUCKENHOLZ & SCHRÖDER 1985). Sie gehören hauptsächlich drei Gruppen an: den Feldspatbasalten, den Nephelinbasalten oder Olivinnepheliniten und den Nephelin - führenden Feldspatbasalten oder Nephelinbasalten (WURM 1925, 1961).

Dem hohen Alter entsprechend befinden sich alle Vulkane in einem fortgeschrittenen Abtragungsstadium, so dass sie als Vulkanruinen vorliegen (WURM 1925). Die vorvulkanische Landoberfläche des Deckgebirges muss mindestens 100 m über dem derzeitigen



1. Parkstein

2. Kuschberg
3. Rauher Kulm
4. Kleiner Kulm
5. Waldecker Schloßberg
6. Anzenberg
7. Armansberg
8. Zinster Kuppe
9. Langholz
10. Triebendorf
11. Großer Teichelberg
12. Steinmühle
13. Reichsforst
14. Steinberg
15. Thierstein

Abb. 3 Die Basalte Oberfrankens und der Oberpfalz [nach Strunz 1975] (schwarz = Basalt, hellblau = Deckenreste).

Gipfelniveau des Rauhen Kulm gelegen haben (HUCKENHOLZ & SCHRÖDER 1985), möglicherweise 200 - 300 m darüber (PÖLLMANN & PETEREK 2010).

Die heutige Form der Oberpfälzer Basalte ist die von Spalten, Decken und Schlotausfüllungen (STRUNZ 1975). Spalten streichen NE - SW, also parallel dem Streichen der gesamten Vulkanzone und parallel dem Streichen des tertiären Egergrabens (WURM 1925, TODT & LIPPOLD 1975). Decken sind über dem kristallinen Grundgebirge erhalten geblieben (Langholz, Triebendorf, Teichelberg), Kuppen herrschen im sedimentären Vorland vor (Rauher Kulm, Parkstein) (STRUNZ 1975).

3. Geologie der Umgebung des Hohen Parksteins

Im Ort Parkstein und unmittelbar NE der Ortschaft durchbrechen zwei ovale, voneinander getrennte Schlotbrekzien (Diatrembrekzien) die Deckgebirgsschichten. Sie bestehen unterhalb des Parksteins aus Sedimenten des Rotliegend, der Trias und der höheren Oberkreide (Abb. 4).

Das NE - Vorkommen ist derzeit vollständig überdeckt. Laut RICHARZ (1920) soll sich in dieser Diatrembrekzie ein Basaltgang von rund 10 m Länge und etwa 1,5 m Breite befinden. Die Diatrembrekzie im Ort Parkstein ist an der SE - Wand, am ehemaligen Steinbruch (Abb. 5), und in drei Felsenkellern, in der Kapuzinergasse, eindrucksvoll aufgeschlossen. An der SE - Wand steht sie sowohl im südlichen Teil des Profils, als auch am Treppenaufgang hinter dem Gasthof „Bergstüberl“, im Kontakt zu einer großen, gangförmigen Basaltintrusion (Abb. 6 - 10). Da die Basaltsäulen senkrecht auf der Diatrembrekzie stehen, diese also als Nebengestein vorgefunden haben, geht man im Allgemeinen davon aus, dass der Basalt nachträglich eingedrungen und damit jünger als die Diatrembrekzie ist (vgl. SCHRÖDER 1965, HUCKENHOLZ & SCHRÖDER 1985). Innerhalb der Diatrembrekzie kommen untergeordnet auch kleinere Basaltgänge vor, z.B. auf der Höhe des Wegweisers an der SE - Wand oder im mittleren Felsenkeller in der Kapuzinergasse.

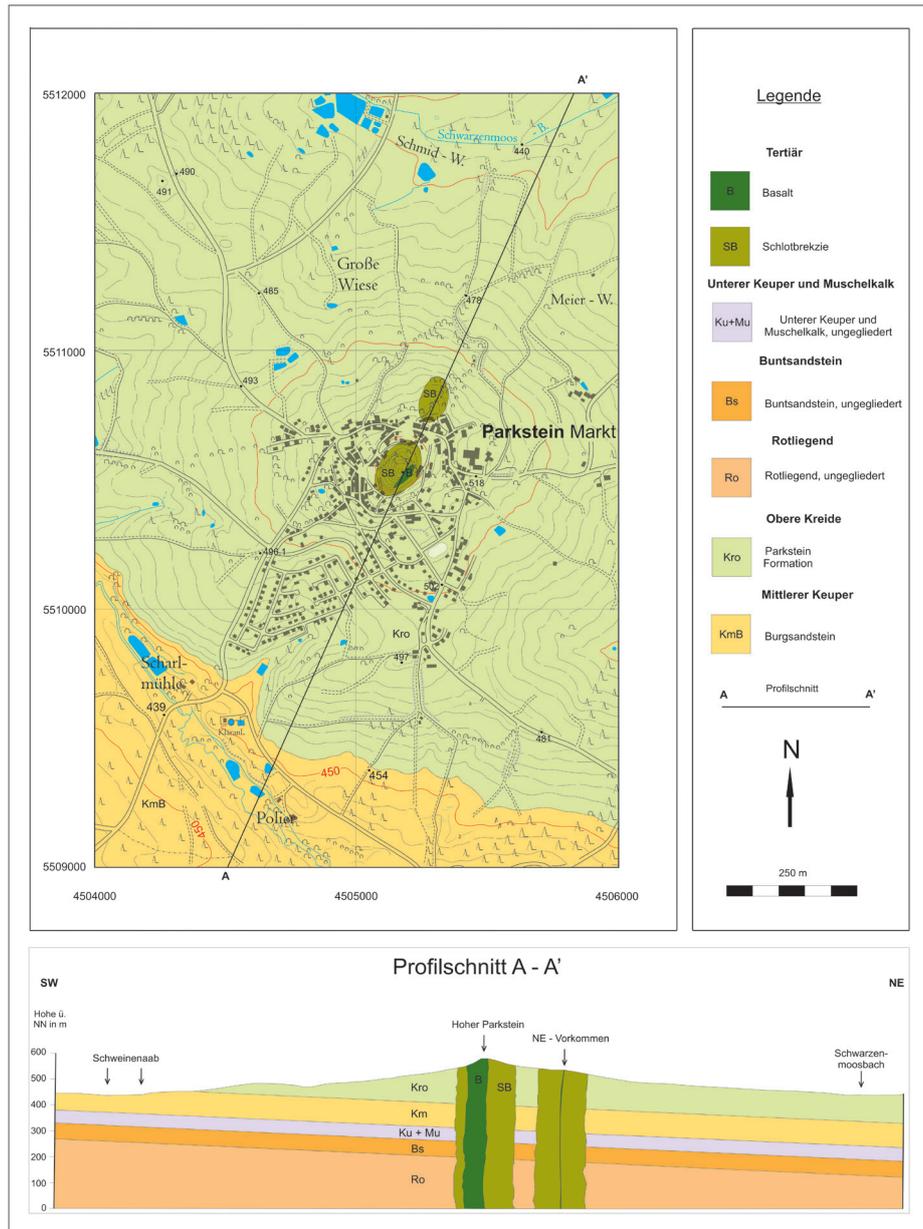


Abb. 4 Geologische Karte und geologischer Profilschnitt der Umgebung des Hohen Parksteins (Kartengrundlage DTK 25, Bayerisches Landesamt für Vermessung und Geoinformation 2010).



Abb. 5 Luftbild des ehemaligen Steinbruchs an der SE - Wand des Hohen Parksteins. (Photo: A. Laumer, www.oberpfalz-luftbild.de/parkstein.htm).



Abb.6 Diatrembrekzie (li.) im Kontakt zum Basalt (re.) im südlichen Teil des Profils der SE - Wand des Hohen Parksteins. Rechts über dem Wegweiser ist ein kleiner Basaltgang zu sehen.



Abb.7 Diatrembrekzie (re.) im Kontakt zum Basalt (li.) am Treppenaufgang hinter dem Gasthof "Bergstüberl". Länge des Hammers ca. 35 cm.



Abb. 8 Die Basaltintrusion an der SE - Wand des Hohen Parksteins.



Abb. 9 oben: Detailaufnahme der Basaltsäulen. Länge des Hammers ca. 35 cm.



Abb. 10 rechts: Gebogene, überhängende Basaltsäulen im NE - Teil der Intrusion, unterhalb der Kirche.

3.1 Diatrembrekzie

Die Diatrembrekzie besteht aus verschiedenen großen Blöcken, Bomben, Nebengesteinsfragmenten und Lapillisteinen, die regellos in gröberem bis feinen, porösen Basalttöuff eingebettet sind. Sie hat eine graue bis hellbraune Farbe. In stark verwitterten Bereichen überwiegen meist rötliche bis braune Farbtöne (Abb. 11, 12). Die Diatrembrekzie ist magnetisch. Einzelne Minerale sind makroskopisch nicht zu erkennen. Auffällig ist jedoch die, schon bei flüchtiger Betrachtung der Brekzie feststellbare, große Anzahl an Fremdgesteinseinschlüssen. Sie heben sich durch weiße, graue, dunkelgraue, violette und braune Farben und ihre höhere Verwitterungsbeständigkeit klar vom umgebenden Gestein ab (Abb. 13 - 16). An der SE - Wand sind in der Diatrembrekzie überwiegend Sand- und Tonsteine zu erkennen. In den Felsenkellern, in der Kapuzinergasse (Abb. 17, 18), treten neben verschiedenfarbigen Ton- und Sandsteinen auch diverse Arkosen, Granite und Konglomerate auf.

Insgesamt können zwölf Xenolith - Typen unterschieden werden, die teils starke Ähnlichkeiten zu den Gesteinen des Mittleren Keupers und der Oberkreide in der Umgebung des Hohen Parksteins aufweisen. Die größten Xenolithe befinden sich im westlichen Felsenkeller. Sie haben einen Durchmesser von

1,5 m - 3 m. Einige der sedimentären Xenolithe stehen noch im Verband zum ehemals unter- bzw. überlagernden Gestein oder sind geschichtet (Abb. 19 und 20, 23-27).

An der Kontaktfläche der Diatrembrekzie zu den Basaltintrusionen bis etwa 1,5 m davon entfernt zeigen alle Xenolithe thermometamorphe und metasomatische Umwandlungserscheinungen. Der Grad der Metamorphose ist von der Größe der Einschlüsse, der Größe und der Abkühlungsgeschwindigkeit der Intrusion, der mineralogischen Zusammensetzung der Xenolithe sowie dem Abstand der Fremdgesteine zu den Basaltgängen abhängig. Kleinere Einschlüsse, die sich verhältnismäßig nahe am Kontakt Diatrembrekzie / Basalt befinden, sind meist vollständig umgewandelt. Größere Xenolithe, die in relativ weiter Entfernung zu den Basaltgängen liegen, sind oft nur im Randbereich gefrittet oder blieben unverändert (RANNEBERG 2011).

Unter dem Mikroskop zeigt sich, dass die Diatrembrekzie aus einer hypokristallinen bis glasigen Matrix besteht, in der Olivin, Augit, Titanaugit, Titanomagnetit und Gesteinsglas liegen. Das Gefüge kann als mikrokristallin - intersertal bezeichnet werden. Die Textur ist richtungslos.

Neben den gesteinsbildenden Mineralen konnten bei den Dünnschliffuntersuchungen der Diatrembrekzie, erwartungsgemäß, viele



Abb. 11 Graue Diatrembrekzie mit verschiedenen Pyroklasten und Nebengesteinsfragmenten.



Abb. 12 Verwitterte, braune Diatrembrekzie mit rundlichen Pyroklasten und Lapillisteinen.



Abb. 13 Gefritteter Tonstein (Basaltjaspis) am Kontakt Diatrembrekzie / Basalt.



Abb. 14 Ungefritteter, brauner Tonstein in brauner Diatrembrekzie.



Abb. 15 Thermomethamorph überprägter, weißer Sandstein am Kontakt Diatrembrekzie / Basalt.



Abb. 16 Ungefritteter, grauer Sandstein in brauner Diatrembrekzie. Länge des Messers ca. 10 cm.



Abb. 17 Felsenkeller in der Kapuzinergasse.

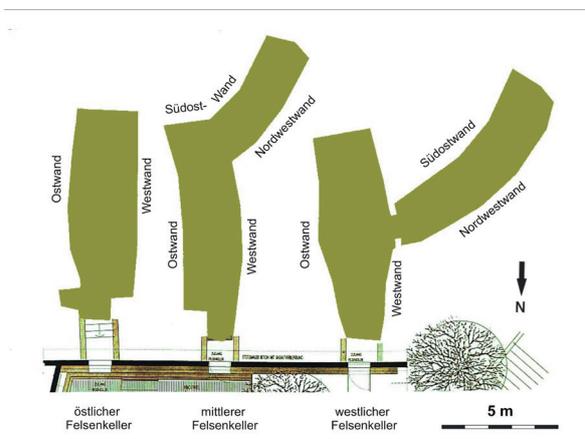


Abb. 18 Grundrisse Felsenkeller (www.vfmg-weiden.de/parkstein/keller.htm, modifiziert).



Abb. 19 Ungefritteter brauner Sandstein und grobes, graues Konglomerat (östlicher Felsenkeller).



Abb. 20 Ungefritteter dunkler Tonstein im Verband mit grauer Arkose (östlicher Felsenkeller).

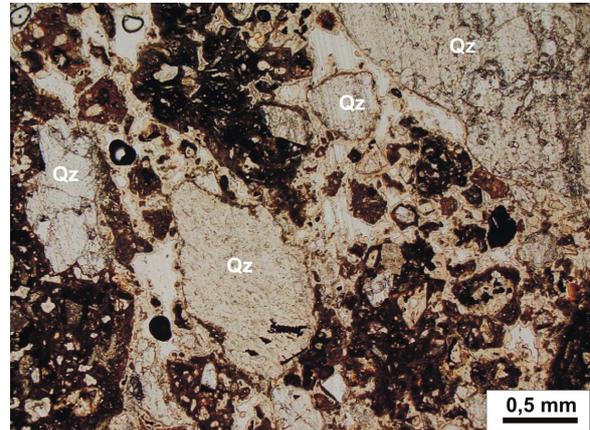
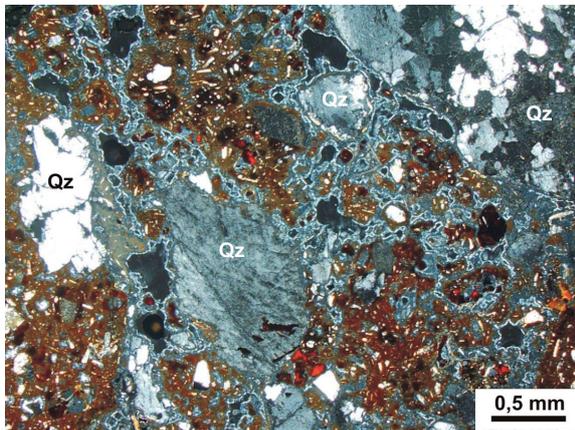


Abb. 21 Dünnschliffaufnahme von Quarzklasten aus der Diatrembreccie. Dunkelfeld (li.), Hellfeld (re.).

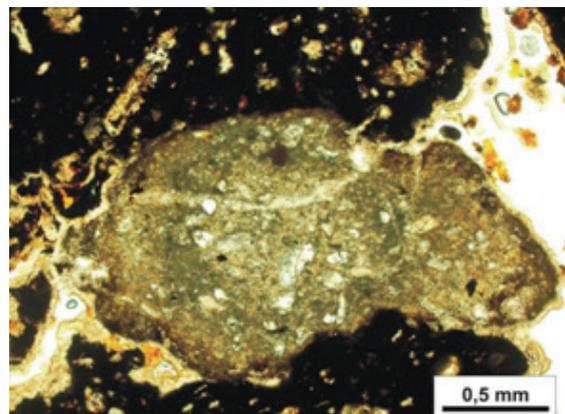
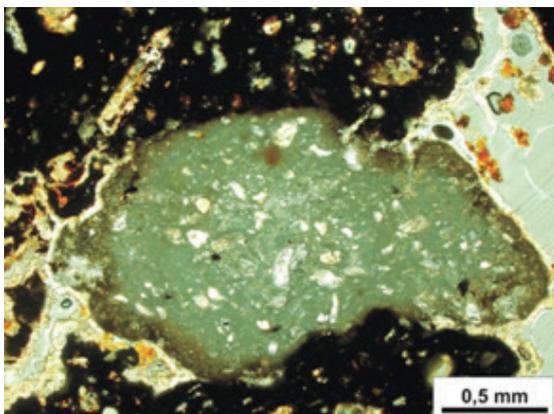


Abb. 22 Dünnschliffaufnahme eines gefritteten Tonsteins (Basaltjaspis) in der Diatrembreccie. Dunkelfeld (li.) und Hellfeld (re.).

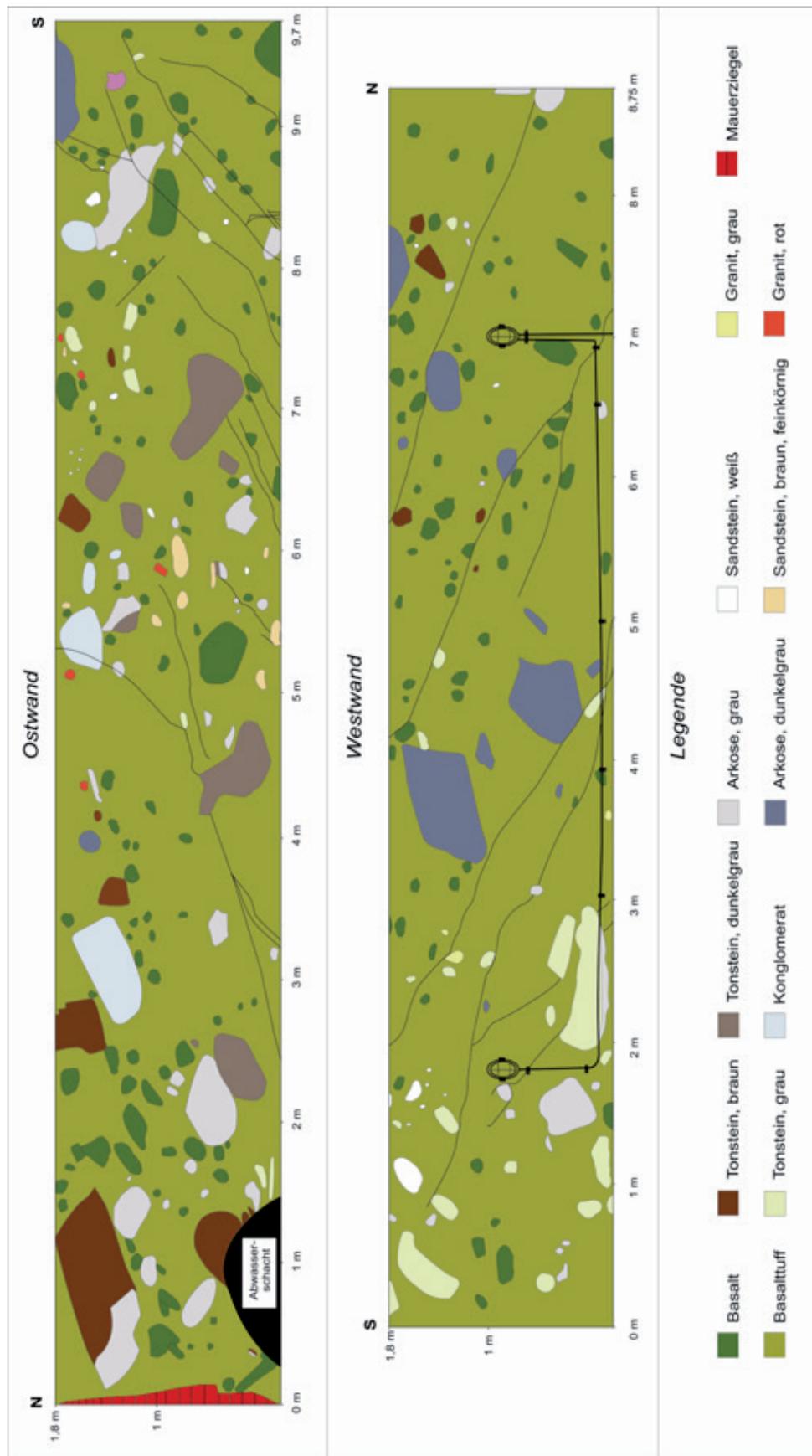


Abb. 23 Schematische Profile des östlichen Felsenkellers.



Abb. 24 Schematische Profile des mittleren Felsenkellers.

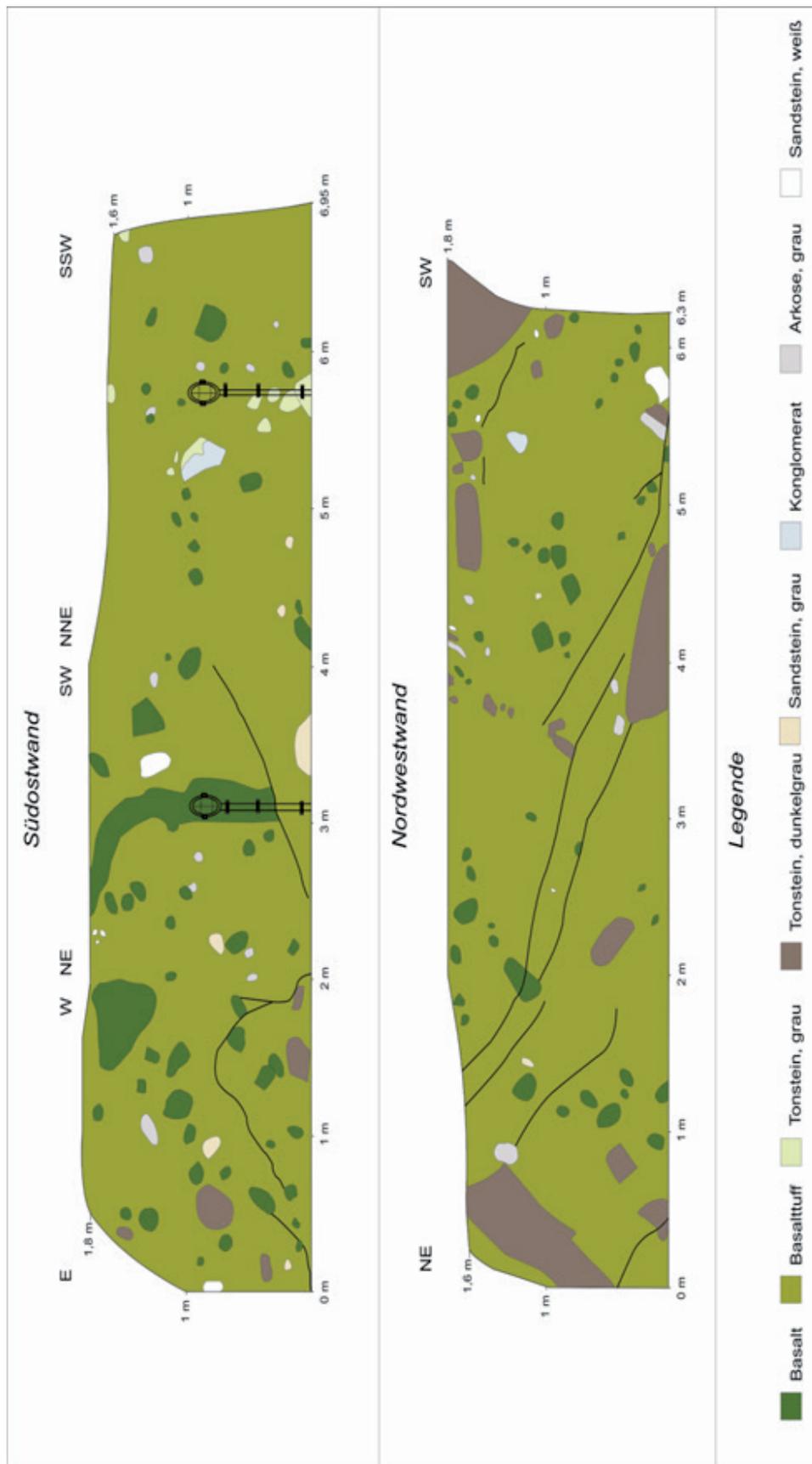


Abb. 25 Schematische Profile des mittleren Felsenkellers.



Abb. 26 Schematische Profile des westlichen Felsenkellers.

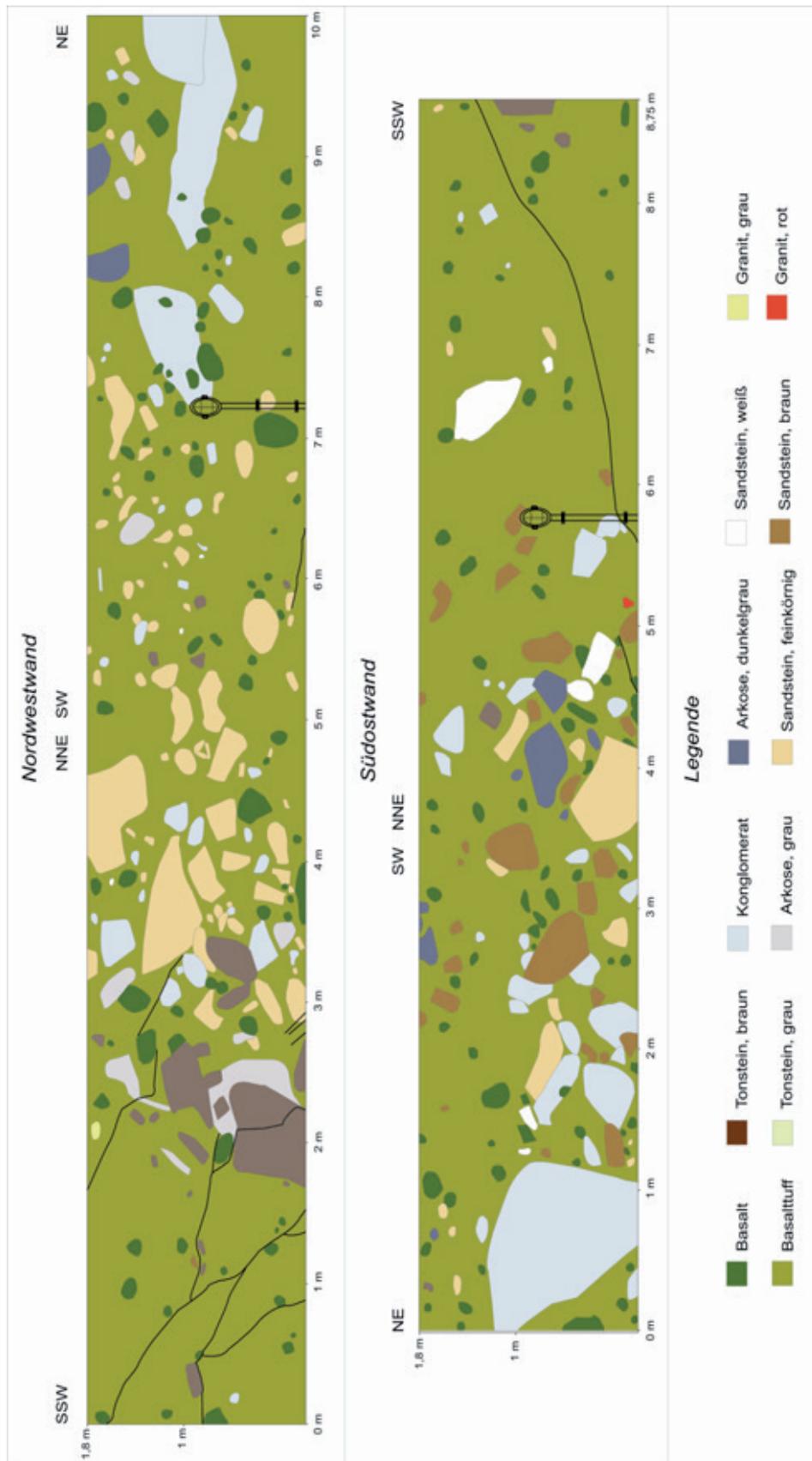


Abb. 27 Schematische Profile des westlichen Felsenkellers.

eingeschleppte Kristalle bzw. Fremdgesteinseinschlüsse beobachtet werden. In der Mehrzahl handelt es sich um Quarzklasten, die sich durch ihre Größe, die unregelmäßige, teilweise rundliche Form, die fehlende Spaltbarkeit und die undulöse Auslöschung deutlich von anderen Einsprenglingen abheben. Die untersuchten Quarze zeigen keine Reaktionssäume oder Aufschmelzungserscheinungen, stellenweise kann jedoch Subkornfelderung festgestellt werden. (Abb. 21).

Außer den Quarzkörnchen treten auch Tonsteinfragmente auf. Sie sind metasomatisch umgewandelt und liegen als Basaltjaspis vor. Sedimentstrukturen sind nicht mehr erkennbar (Abb. 22).

3.2 Basalt

An der SE - Wand des hohen Parksteins befindet sich, innerhalb der Diatrembrekzie, eine gangförmige, NE - SW streichende Basaltintrusion. Sie ist, durch einen alten Stein-

Tabelle 1. Chemische Zusammensetzung der Basalte der Umgebung der Ortschaft Parkstein. Proben MR/B/6/10 und MR/B/7/10 Basalt des NE - Vorkommens, Proben MR/B/26/10 und MR/B/39/10 Basalt des Hohen Parksteins.

Probe	MR/B/6/10	MR/B/7/10	MR/B/26/10	MR/B/39/10
Oxid				
CO ₂	1,72	1,53	2,00	1,93
Na ₂ O	3,82	4,05	3,57	3,99
MgO	10,50	10,20	10,10	9,41
Al ₂ O ₃	12,60	13,00	12,90	13,20
SiO ₂	40,80	40,30	42,10	40,40
P ₂ O ₅	1,56	1,54	1,42	1,64
SO ₃	0,16	0,16	0,11	0,14
Cl	0,06	0,06	0,01	0,05
K ₂ O	1,20	1,10	1,01	1,16
CaO	12,20	12,50	12,0	12,50
TiO ₂	2,13	2,32	2,21	2,38
Cr ₂ O ₃	0,15	0,16	0,12	0,09
MnO	0,20	0,20	0,19	0,19
Fe ₂ O ₃	12,60	12,60	11,90	12,60
CoO	0,03	0,03	0,02	0,02
NiO	0,04	0,04	0,04	0,03
ZnO	0,02	0,02	0,02	0,01
SrO	0,13	0,12	0,11	0,15
ZrO ₂	0,02	0,02	0,02	0,02
Nb ₂ O ₅	0,01	0,01	0,01	0,01
BaO	0,08	0,09	0,08	0,09
Glühverlust	1,72	1,53	2,00	1,93

Tabelle 2. Normativer Mineralbestand der Basalte des Hohen Parksteins und des NE-Vorkommens (N=2).

NE - Vorkommen	py	cc	ap	il	or	al	an	mt	di	ol	ne
	0,44	3,69	3,67	4,23	6,80	10,08	13,84	7,25	21,53	12,9	12,56
Hoher Parkstein	py	cc	ap	il	or	al	an	mt	di	ol	ne
	0,34	4,47	3,63	4,36	6,42	15,43	15,41	7,11	18,28	17,57	8,95

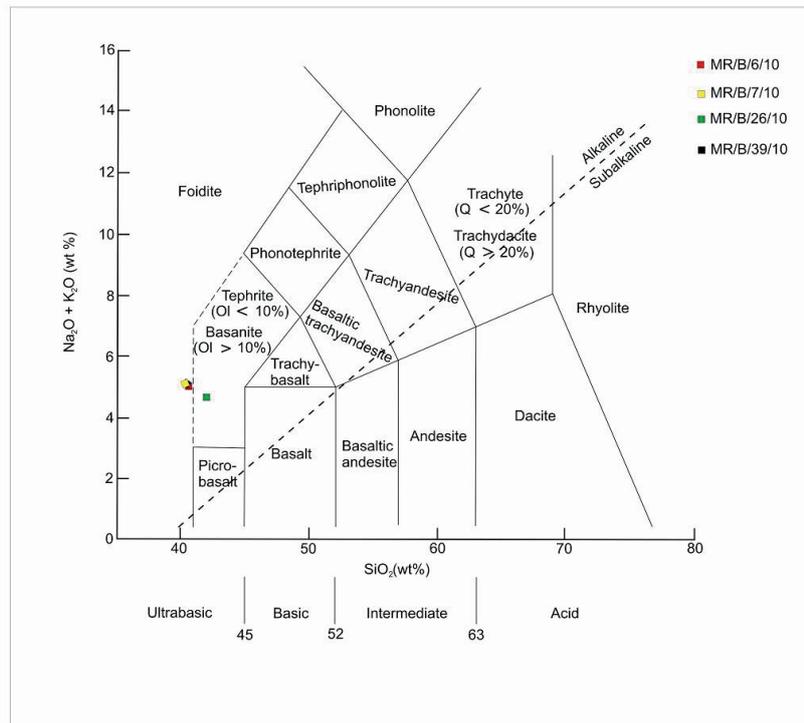


Abb. 28 Darstellung der analysierten Proben im TAS - Diagramm nach LE BAS et al. (1986). Proben MR/B/6/10 und MR/B/7/10 Basalte des NE - Vorkommens, Proben MR/B/26/10 und MR/B/39/10 Basalte des Hohen Parksteins.

bruch, auf einer Länge von rund 110 m und einer Höhe von etwa 40 m aufgeschlossen (Abb. 5).

Der Basalt zeigt in einzigartiger Weise die für viele Basaltlaven typische, säulenförmige Ausbildung. Die Säulen sind teilweise fächerförmig angeordnet. Im NE - Teil des Basaltganges sind die Säulen gebogen bis überhängend. Sie haben einen polygonalen Querschnitt mit einem mittleren Durchmesser von etwa 0,3 m. K - Ar Altersdatierungen zufolge hat der Parksteinbasalt ein Alter von 23,8 +/- 1,1 Ma (TODT & LIPPOLD 1975) bzw. 22,3 +/- 0,9 Ma (HORN & ROHRMÜLLER 2005).

Nach ihrer chemischen Zusammensetzung (Tab.1) gehören die Basalte der Umgebung der Ortschaft Parkstein zu den Alkalibasalten. Sie können im TAS (total alkali vs. silica) - Diagramm (Abb. 28) als Basanite/Tephrite bzw. Foidite eingestuft werden. Da der, über die CIPW - Norm berechnete (Tab. 2), normative Olivinegehalt mehr als 10 % beträgt und der normative Nephelingegehalt deutlich über 5 % liegt, werden die untersuchten Basalte als Nephelin - Basanite klassifiziert.

In verwitterten Zustand sind die Basalte grau. Auf der Oberfläche der Säulen befinden sich zahlreiche, einige Millimeter bis Zentimeter große, Hohlräume. Sie stammen von verwitterten Olivinen und Fremdgesteinseinschlüssen. Auf frischen Bruchflächen haben die untersuchten Basalte eine dunkelgraue bis schwarze Farbe. Sie sind magnetisch und äußerst feinkörnig. Makroskopisch sind nur einzelne, unregelmäßig verteilte Olivine zu erkennen. Fremdgesteinseinschlüsse kommen vor, sind aber bei weitem nicht so häufig und so groß wie in der Diatrembekzie. Sie treten innerhalb und auch zwischen den Basaltsäulen auf. Im Randbereich der Intrusion sind die Xenolithe zahlreicher. Meist sind es thermometamorph überprägte weiße Quarzsandsteine, graue Arkosen und Tonsteine (Abb. 29, 30).

Die mikroskopische Untersuchung der Basalte zeigt, dass diese ein mikrokristallin - porphyrisches Gefüge aufweisen. Idiomorphe Einsprenglinge aus Forsterit, Augit, Titanaugit, Labradorit und Nephelin liegen in einer feinkörnigen, hypokristallinen Matrix aus



Abb. 29 Gefrittete, graue Arkose im Basalt.



Abb. 30 Gefrittete, weiße Sandsteine (rote Kreise) und gefrittete, violette Tonsteine (gelber Kreis) im Basalt. Länge des Messers ca. 10 cm.

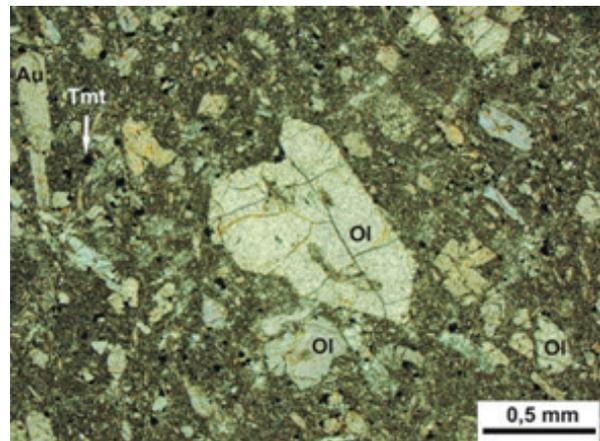
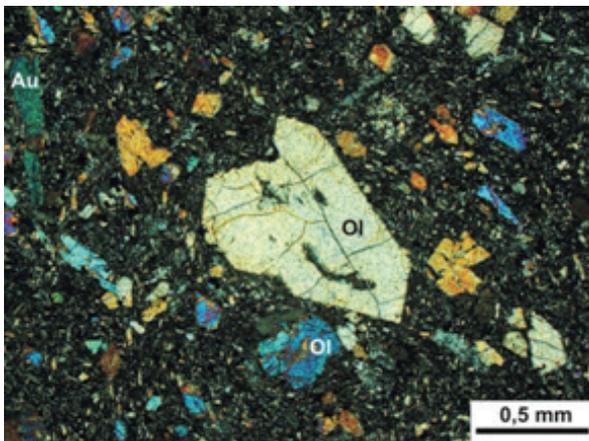


Abb. 31 Dünnschliffaufnahme einer Basaltprobe. Dunkelfeld (li.) und Hellfeld (re.). Man erkennt Phänokristalle von idiomorphem bis hypidiomorphem Olivin (Ol) und Augit (Au) in einer hypokristallinen Matrix aus Augit, Titanaugit, Olivin, Nephelin, Titanomagnetit (Tmt) und Glas.

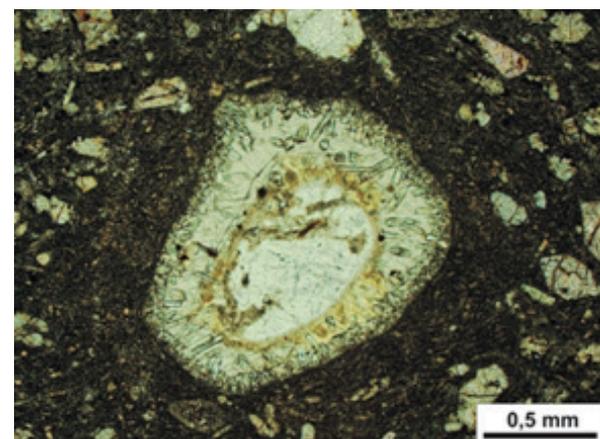
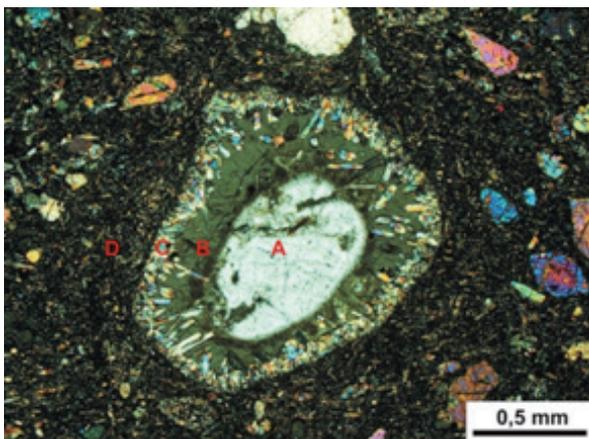


Abb. 32 Dünnschliffaufnahme eines teilgeschmolzenen Quarzklasten in einem Basalt. Dunkelfeld (li.), Hellfeld (re.). Das Quarzkorn ist im Zentrum (A) noch weitgehend erhalten. Nach außen hin folgt eine Zone aus gelbem bis farblosem Glas (B), die von einem Saum aus idiomorphem Diopsid (C) begrenzt wird. Außerhalb des Xenokristalls ist die Matrix äußerst feinkristallin ausgebildet (D). Phänokristalle von Augit, Titanaugit, Olivin sowie die Erzphase Titanomagnetit fehlen vollständig. Sie wurden zur Bildung des Pyroxensaums resorbiert.

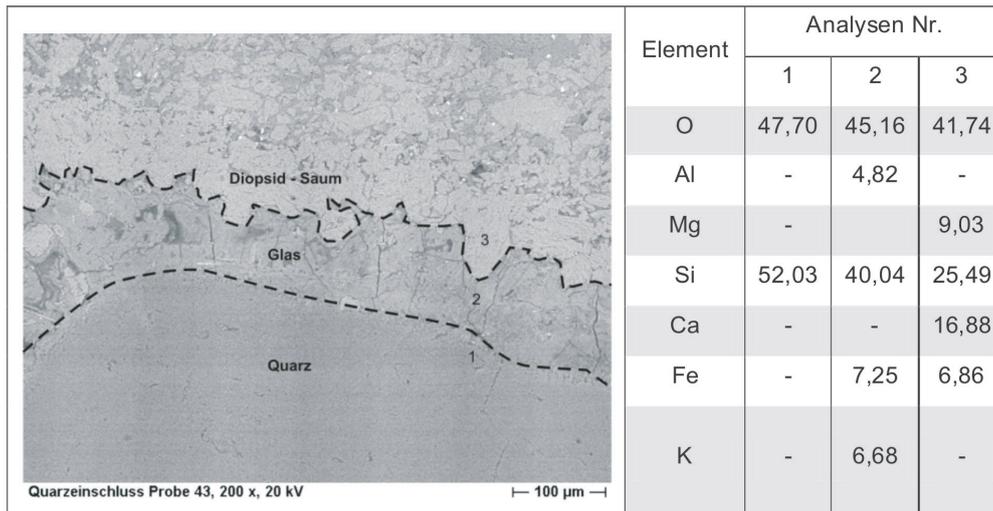


Abb. 33 SE - Bild (li.) und EDX Analyse (re.) eines gefritzten Quarzklasten aus einem Dünnschliff einer Basaltprobe (Angaben in Element %, $\Sigma = 100\%$). Die Zahlen im SE - Bild markieren die Punkte der EDX - Analyse.

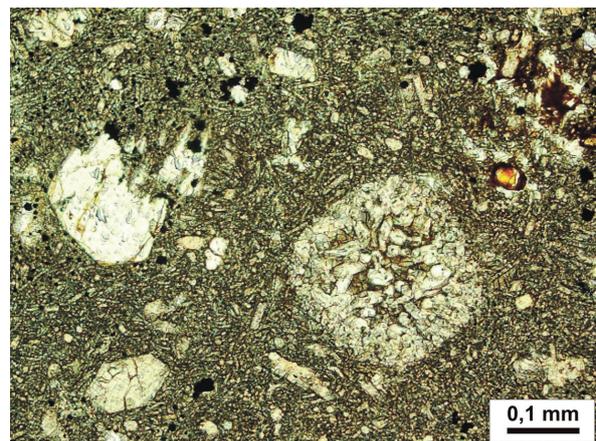
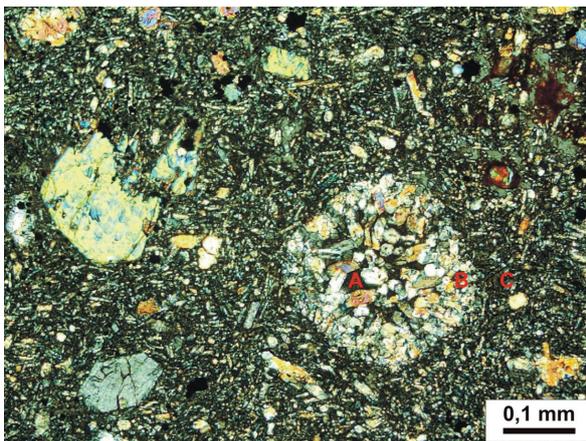


Abb. 34 Dünnschliffaufnahme eines vollständig aufgeschmolzenen Quarzkörnchens im Basalt Dunkelfeld (li.), Hellfeld (re.). Das ehemalige Quarzkörnchen besteht nur noch aus Glas (A) und Diopsidkristallen (B). Die Matrix außerhalb des geschmolzenen Kristalls ist feinkristallin ausgebildet (C). Phänokristalle und Erzphasen fehlen.

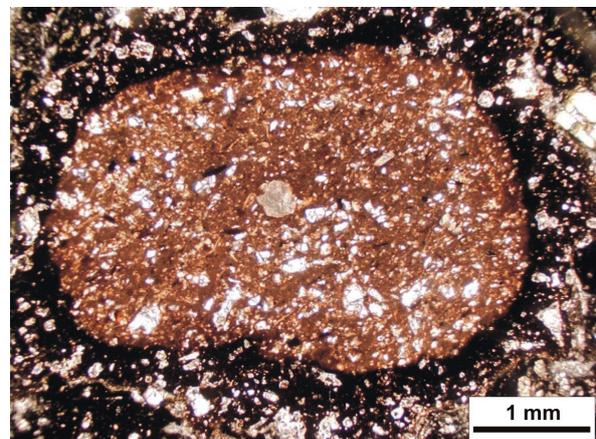
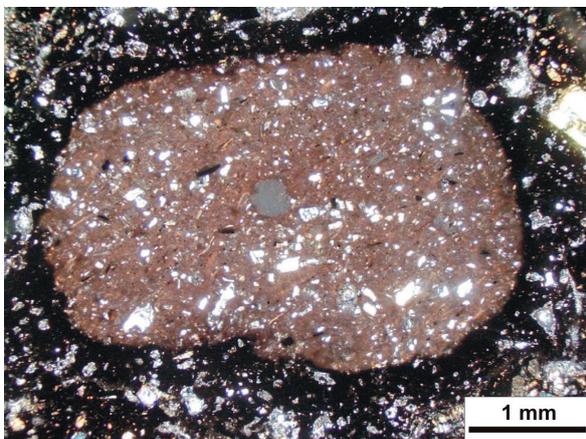


Abb. 35 Dünnschliffaufnahme eines gefritzten Tonsteins (Basaltjaspis) in einer Basaltprobe. Dunkelfeld (li.), Hellfeld (re.). Die Matrix in der Umgebung des Xenoliths besteht aus Glas.

Augit, Titanaugit, Forsterit, Nephelin, Labradorit, Titanomagnetit und Glas. Die Textur ist richtungslos (Abb. 31).

Analog zur Diatrembrekzie treten auch in den untersuchten Dünnschliffen der Basalte zahlreiche Fremdgesteinseinschlüsse und eingeschleppte Kristalle auf. Auch hier handelt es sich hauptsächlich um Quarzklasten und Tonsteine, an denen Reaktionsräume, Aufschmelzungen und metasomatische Umwandlungen festgestellt werden können.

Die Quarzklasten kommen partiell oder vollständig aufgeschmolzen vor. Teilgeschmolzene Quarzklasten enthalten im Zentrum ein „Auge“, das aus reliktschem Quarz besteht. Die mittlere Zone bildet braunes bis farbloses Glas. Der Rand besteht aus einem Saum idiomorpher, teilweise nadeliger Diopside, die in den durch die Aufschmelzung entstandenen Raum hinein kristallisiert sind. Besonders auffällig ist die Matrix in der Umgebung der Quarzklasten. Sie ist sehr feinkörnig ausgebildet. Augit-, Titanaugit- und Olivin - Phänokristalle sowie Titanomagnetite, die gewöhnlich in der Grundmasse auftreten, fehlen. Sie wurden zur Bildung des Pyroxensaums resorbiert (Abb.32, 33).

Vollständig aufgeschmolzene Quarzkörnchen sind durch eine Anhäufung von Pyroxenkristallen gekennzeichnet. Im Zentrum der ehemaligen Klasten befindet sich nur noch wenig braunes bis farbloses Glas. Die Pyroxene, die bei den teilgeschmolzenen Quarzen lediglich am äußeren Rand auftreten, füllen bei den vollständig aufgeschmolzenen Quarzen nahezu den gesamten Raum des ehemaligen Quarzkörnchens aus. Die Zone um die aufgeschmolzenen Klasten ist auch hier äußerst feinkristallin ausgebildet. Phänokristalle und Erzphasen fehlen (Abb. 34).

Im Gegensatz zu den Quarzklasten kommen Tonsteine ausschließlich in umgewandelter Form, als Basaltjaspis, vor. Sie sind anhand ihrer graublauen bis violetten Färbung auch makroskopisch in den Schliffen zu erkennen. Die röntgenographische Analyse des Basaltjaspis belegt, dass dieser aus Mullit, Cristoba-

lit, Cordierit, Spinell, Sillimanit und Sanidin besteht (Abb. 35).

4. Zusammenfassung und Diskussion

In der Ortschaft Parkstein und am nordöstlichen Ortsrand werden die Sedimente der Oberen Kreide von zwei ovalen, voneinander getrennten, tertiären Diatrembrekzien durchschlagen. Die Diatrembrekzie im Ort Parkstein ist sehr gut aufgeschlossen. Sie wird hauptsächlich aus Augit, Titanaugit, Olivin und Glas aufgebaut. Untergeordnet konnten auch Titanomagnetit, Apatit und Zeolithe nachgewiesen werden.

Innerhalb der Diatrembrekzie treten viele unterschiedliche Fremdgesteinseinschlüsse und eingeschleppte Kristalle auf, die schon bei flüchtiger Betrachtung des Gesteins zu erkennen sind. Die Xenolithe kommen in verschiedenen Maßstäben, von mehreren Meter Durchmesser, bis hin zum Einzelkorn vor. Insgesamt können zwölf Fremdgesteins - Typen unterschieden werden. Es sind verschiedene Tonsteine, Sandsteine, Arkosen, Konglomerate und Granite. Sie stammen sehr wahrscheinlich, wie Schröder (1965) bereits festgestellt hat, aus dem Deckgebirge. Selbst die Granite, von denen z.B. SEELIGER & STRUNZ (1962) angenommen haben, dass sie aus dem Grundgebirge mitgerissen wurden, kommen vermutlich aus dem Geröllinhalt der Oberkreidesedimente. Sie sind, wie man im östlichen Felsenkeller in der Kapuzinergasse sehen kann, Bestandteil der Konglomerate. Einige der sedimentären Einschlüsse stehen noch im Verband zu ehemals unter- bzw. überlagernden Gestein oder sind geschichtet.

An den Kontaktflächen der Diatrembrekzie zu den Basaltintrusionen, bis etwa 1,5 m davon entfernt, zeigen alle Xenolithe thermometamorphe und metasomatische Umwandlungserscheinungen. So wurden z.B. Tonsteine zu grauen bis graublauem Basaltjaspis umgewandelt. Der Grad der Metamorphose ist dabei von verschiedenen Faktoren abhängig. Unter anderem sind die Größe der Einschlüsse, die Größe und die Abkühlungsgeschwindigkeit der Intrusion, die Petro-

graphie der Xenolithe und der Abstand der Fremdgesteine zu den Basaltgängen maßgebend.

Innerhalb der Diatrembrekzie treten beim NE - Vorkommen und am Hohen Parkstein Basaltgänge auf. Der Basalt in der Diatrembrekzie des NE - Vorkommens ist nicht aufgeschlossen. Laut RICHARZ (1920) soll sich jedoch hier eine Intrusion von circa 10 m Länge und 1 - 1,5 m Breite befinden. Diese Angabe kann, aufgrund der gegenwärtigen Aufschlussverhältnisse, nicht bestätigt werden. Unterhalb der nördlichen und der östlichen Böschung liegt aber eine Vielzahl großer Basaltbruchstücke und zerbrochener Basaltsäulen, so dass davon ausgegangen werden muss, dass die Gesteine im Untergrund anstehen.

Der Basaltgang des Hohen Parkstein ist dagegen sehr gut aufgeschlossen. Er steht zu beiden Seiten im Kontakt zur Diatrembrekzie und zeigt mustergültig die typische säulenförmige Ausbildung. Die Intrusion streicht, wie alle Basaltgänge der Oberpfalz und Oberfrankens (TODT & LIPPOLD 1975), in NE - SW Richtung.

Petrographisch sind die Basalte des NE - Vorkommens und des Hohen Parksteins identisch. Beide Gesteine bestehen aus Forsteritreichem Olivin, Augit, Titanaugit, Nephelin, Labradorit und Titanomagnetit. Nach ihrer chemischen Zusammensetzung gehören sie zu den Alkalibasalten. Im TAS - Diagramm können die Basalte des NE - Vorkommens und des Hohen Parksteins als Basanite/Tephrite bzw. Foidite eingestuft werden. Da der, über die CIPW - Norm berechnete, normative Olivinegehalt mehr als 10 % beträgt und der normative Nephelingeht deutlich über 5 % liegt, können sie als Nephelin - Basanite klassifiziert werden.

In den Basalten treten zahlreiche eingeschleppte Kristalle und Fremdgesteine auf. Es sind Quarzklasten, Arkosen, Quarzsandsteine und Tonsteine. Sie zeigen deutliche Anzeichen thermometamorpher und metasomatischer Reaktionen. Die eingeschleppten Kristalle bestehen ausschließlich aus Quarz.

Sie kommen partiell und vollständig aufgeschmolzen vor. Im Zentrum kann sich ein reliktsch erhaltener Quarzkern befinden, der von einer Zone aus Glas umschlossen wird. Der Außenrand besteht aus einem Saum aus Diopsid. Die Matrix in der Umgebung der Quarzkörnchen ist sehr feinkristallin ausgebildet. Phänokristalle und Titanomagnetit wurden zur Bildung des Diopsids resorbiert. Tonsteine kommen im Gegensatz zu den Quarzklasten nur in vollständig umgewandelter Form, als Basaltjaspis, vor. Sedimentstrukturen können nicht mehr festgestellt werden. Die röntgenographischen Analysen zeigen, dass der Basaltjaspis aus Cristobalit, Sanidin, Spinell, Cordierit, Mullit und Sillimanit besteht.

Die Interpretation der vorliegenden Ergebnisse führt zu dem Schluss, dass der Hohe Parkstein explosionsartig entstanden ist. Die deutlichsten Anzeichen dafür sind in der Diatrembrekzie, vor allem in den Felsenkellern in der Kapuzinergasse, zu beobachten. Hier liegen zahllose eckige bis gerundete, teilweise mehrere Meter große Fremdgesteinseinschlüsse, Blöcke, Bomben und Lapillisteine vor, die völlig regellos angeordnet sind. Sie sind ein Beweis für die enorme Energie, die beim Ausbruch des Parkstein Vulkans frei geworden ist. Da weder in der Diatrembrekzie, noch im Basalt übermäßige Blasenbildung, durch austretende juvenile Volatile (z.B. H_2O , CO_2), festgestellt werden kann, kommt für die Entstehung des Parksteins nur eine phreatomagmatische Eruption, im Sinne von ALTENSCHMIDT (1991), in Betracht. Demnach ist die aufdringende Schmelze im Untergrund mit zirkulierendem Grundwasser zusammengetroffen, wodurch das Wasser schlagartig verdampfte. In Folge des Gasüberdruckes kam es zu einer explosiven Eruption mit Bildung eines Maares mit darunter liegendem Diatrem. In der Spätphase der Eruption konnte die Schmelze dann ungehindert aufsteigen. Ob die Schmelze im Diatrem stecken blieb oder bis zur Oberfläche gelangte, kann heute nicht mehr rekonstruiert werden, da große Bereiche am Parkstein bereits erodiert sind.

5. Danksagung

Wir möchten Dr. ANDREAS PETEREK, dem Leiter des Bayerisch Böhmisches Geoparks, herzlich für die informative Erstbegehung, Hinweise auf vorhandene Literatur und sein Engagement bei kleineren Problemen danken. Ebenfalls danken wir dem 1. Bürgermeister von Parkstein, Herrn HANS SCHÄFER, für seine Kooperation bei der Probenahme und die Herausgabe einiger relevanter Bohrprofile.

6. Literatur

- ALTENSCHMIDT, A. (1991): Maare in der Oberpfalz - Gedanken zur Entstehung des Parksteins. *Der Aufschluss*, 42, 83-93.
- DILL, H. (1990): Sedimentologie eines alluvialen Schüttungsfächers im Bereich der Oberkreide von Parkstein bei Erbdorf (NE-Bayern): ein Beitrag zur Abtragungsgeschichte im ostbayerischen Grundgebirge. *Zbl. Geol. Paläont.*, Teil 1, 1423-1441.
- DILL, H. & WEBER, B. (2010): Von der Kreide ins Grundgebirge - Eine geologisch - lagerstättenkundliche Exkursion durch die nördliche Oberpfalz im Umfeld der Fränkischen Linie“. *Der Aufschluss*, 61, 299 - 320.
- GLASER, S., KEIM, G., LOTH, G. VEIT, A., BASSLER-VEIT, B. & LAGALLY, U. (2007): Geotope in der Oberpfalz. *Erdwissenschaftliche Beiträge zum Naturschutz*, Bayerisches Landesamt für Umwelt, 5, 136 S.
- GÜMBEL, C.W. (1868): „Geognostische Beschreibung des Königreichs Bayern. 2. Abteilung: Geognostische Beschreibung des Ostbayerischen Grenzgebietes oder des Bayerischen Oberpfälzer Waldgebietes. 797-804 Verlag Dr. F. Pfeil, München.
- HORN, P. & ROHRMÜLLER, J. (2005): Compilation of new K - Ar ages of determined Cenozoic volcanics in NE Bavaria“. In: Koch & Röhling H.-G. (Hrsg.) (2005): „System Earth - Biosphere Coupling Regional Geology of Central Europe“. Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, Erlangen, Excursion guide, 40, S. 49.
- KOCH, R. & RÖHLING, H.-G. (Hrsg.) (2005): *System Earth - Biosphere Coupling Regional Geology of Central Europe*. Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, Erlangen, Excursion guide, 40, 70 S.
- LE BAS, M.J., LE MAITRE, R.W., STRECKEISEN, A. & ZANETTIN, B. (1986): A Chemical Classification of Volcanic Rocks based on the Total-Alkali_Silica Diagramm. *Journ. of Petrol.*, 27, 745-750.
- MICHAELIS, G. (2006): Geologische Aufnahme und Charakterisierung tertiärer Basalte und ihrer Fremdgesteinseinschlüsse in der Umgebung von Waldeck - Kalvarienberg - Schlossberg - Köglitzer Kusc. Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg, kombinierte Diplomarbeit und -kartierung, [unveröffentlicht], 131 S.
- OTT, W. D. (1996): Tertiärer Vulkanismus. In: „Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1: 500.000“. Hrsg. Bayerisches Geologisches Landesamt München, 4. Auflage, 140 S.
- PÖLLMANN, H. & PETEREK, A. (2010): Mineralogie und Geologie ausgewählter Basaltvorkommen im westlichen Teil des Eger Rifts. *Der Aufschluss*, 61, 213 - 238.
- RANNEBERG, M. (2011): Charakterisierung und geologische Kartierung tertiärer Basalte und ihrer Fremdgesteinseinschlüsse in der Umgebung von Parkstein/Oberpfalz (Bayern). Unveröffentlichte Diplomarbeit, MLU Halle- Wittenberg, 115 S.
- RICHARZ, S. (1920): Die Basalte der Oberpfalz. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, 72, 1-100.
- SCHRÖDER, B. (1962): Zur Alterstellung der Oberpfälzer Vorlandbasalte. *Geol. Bl. NO-Bayern*, 12, 1 - 15.
- SCHRÖDER, B. (1963): Gliederung und Lagerungsverhältnisse der Randfazies der Trias bei Weiden-Parkstein (Opf.). *Geol. Bl. NO-Bayerns*, 13, 98-141.
- SCHRÖDER, B. (1965): Tektonik und Vulkanismus im Oberpfälzer Bruchschollenland und fränkischen Grabfeld. *Erlanger geologische*

- Abhandlungen, 60, 90 S.
- SCHRÖDER, B. & PETEREK, A. (2002): „Parkstein, Anzenberg und Co. - geologische Geschichte der Kegelberge in der Oberpfälzer Senke. Landkreis Schriftenreihe, Tirschenreuth, 14, 127 - 139.
- SEELIGER, G. & STRUNZ, H. (1962): Reaktionen an Einschlüssen im Basalt vom Parkstein (Weiden, Oberpfalz), Erzminerale vom Typus β -Korund (Freudenbergit, Högbomit). *Chemie der Erde*, 23, 681-708.
- STRUNZ, H. (1975): „Die Basalte der Oberpfalz und ihre Mineralien“. *Der Aufschluss*, Sonderband 26 (Oberpfalz), 329-342.
- TODT, W. & LIPPOLD, H. (1975): K-Ar Altersbestimmungen an Vulkaniten bekannter magnetischer Feldrichtung. I. Oberpfalz und Oberfranken. *J. Geophys.*, 41, 43 - 61.
- WALDECK, H. (1905): Beiträge zur Kenntnis der Basalte der Oberpfalz“. *Friedrich-Alexanders-Universität, Inaugural-Dissertation zur Erlangung der Doktorwürde*, 53 S., Erlangen, 53 S.
- WALTER, R. (2007): *Geologie von Mitteleuropa*. 561 S., E. Schweizerbarth'sche Verlagsbuchhandlung, Nägele u. Obermiller, Stuttgart.
- WURM, A. (1925): *Geologie von Bayern - Nordbayern, Fichtelgebirge und Frankenstein*. 1. Auflage, 244 - 255, Verlag Gebrüder Borntraeger, Berlin.
- WURM, A. (1961): *Geologie von Bayern - Frankenstein, Münchberger Gneismasse, Fichtelgebirge und Nördlicher Oberpfälzer Wald*. 2. Auflage Verlag, 312-324, Gebrüder Borntraeger, Berlin.
- ZIEGLER, P. (1992): The European Cenozoic rift system. *Tectonophysics*, 228, 91-111.

Internetquellen (Stand 12/2010):

www.oberpfalz-luftbild.de/parkstein.htm

www.vfmg-weiden.de/parkstein/keller.htm

Die Silberberg-Formation im Profil von Atzendorf bei Stassfurt (Egelner Nordmulde, Sachsen-Anhalt, Deutschland)

ARNO MÜLLER¹, RONNY M. LEDER², MATHIAS HENNINGER³ & FRANK BACH²

¹) Universität Leipzig, Institut für Geophysik und Geologie, Talstraße 35, D-04103 Leipzig, E-Mail: gmueller@rz.uni-leipzig.de

²) Universität Leipzig, Institut für Geophysik und Geologie, Geologisch-Paläontologische Sammlung, Talstraße 35, D-04103

³) Naturpark "Saale-Unstrut-Triasland" e. V., Nebra.

Schlüsselworte: Paläogen, Obereozän, Unteroligozän, Atzendorf, Mitteldeutschland, Fauna, Stratigraphie

Keywords: Paleogene, Upper Eocene, Lower Oligocene, Atzendorf, Central Germany, fauna, stratigraphy.

Zusammenfassung

In der vorliegenden Arbeit wird das erste durchgängig paläontologisch bearbeitete Profil der Silberberg-Formation (Paläogen, Priabonium/Rupelium) der Egelner Mulden (Sachsen-Anhalt, Salzlandkreis) vorgestellt. Das Profil wurde in den Jahren 2008 bis 2010 mit mehreren Schürfen in einer Kiesgrube bei Atzendorf (Nordostrand der Egelner Nordmulde) aufgegraben, detailliert beprobt (15cm-Intervalle) und detailliert ausgewertet. Wesentliche Ergebnisse sind:

1. Die Silberberg-Formation enthält reiche und wohlerhaltene benthische Fossilvergesellschaftungen vom Typus „high diversity - low density“, sowie hoch diverse Fischvergesellschaftungen.

2. Die Silberberg-Formation lässt sich mit Massenvorkommen von Pteropoden sehr gut biostratigraphisch gliedern und über große Distanzen mit anderen Profilen korrelieren.

3. Die Silberberg-Formation (NP21) besteht aus zwei Parasequenzen. Das korreliert mit den Beobachtungen von KRUTZSCH (2008) in den Oberen Schönewalder Schichten (Nordostdeutschland) und in der Zöschen-Formation (Raum Halle-Merseburg, BLUMENSTENGEL et al. 1996).

4. Auf der Basis der Befunde kann für die Silberberg Formation ein informelles lithostratigraphisches Gliederungsmodell vorgestellt werden. Die untere Parasequenz wird als Marbe-Subformation bezeichnet, die obere Parasequenz als Atzendorf-Subformation.

5. Die maximale Meeresspiegelhöhe und damit die maximale Meeresausdehnung der „Latdorf-See“ wurde in der Atzendorf-Subformation erreicht. Erst zu diesem Zeitpunkt wurde der „Magdeburger Korridor“ (Krutzsich, 2008) geflutet. Dieses Niveau korreliert nach Pteropoden (*Creseis cincta* v. KOENEN 1894) mit den Sanden von Grimmertingen (Belgien, Sint Huibrechts/Hern Formation). Die Marbe-Subformation könnte mit den Bassevelde 2 – Sanden (Zelzate Formation) in Belgien korrelieren (siehe VAN SIMAEYS, DE MAN & VANDENBERGHE 2007).

Abstract

From Atzendorf (Sachsen-Anhalt, Salzlandkreis, Egelner Nordmulde) the first consistently palaeontological investigated profile of the Silberberg Formation (Paleogene, Priabonian/Rupelian) will be discussed here. During last years (from 2008 to 2010) the profile was opened by excavating seven mining dugs. The complete section has been sampled in detail (15 cm intervals), and completely evaluated. The main results of the first step of investigation include following essential points:

1. The Silberberg Formation comprises rich and well preserved benthic fossil communities characterized by high diversities versus low densities. Furthermore, highly diverse fish associations were observed.

2. Mass occurrences of pteropods allow a very detailed biostratigraphical subdivision of the Silberberg Formation as well as long distance correlations with other localities in the southern North Sea Basin.

3. The Silberberg Formation (NP21) comprises two parasequences. This correlates with observations made by KRUTZSCH (2008) in the Upper Schönewald Formation (Northeast Germany), and by BLUMENSTENGEL et al. (1996) in the Zöschen Formation (Halle-Merseburg).

4. Based on the new observations an informal model of lithostratigraphy of the Silberberg Formation has been established. For the lower parasequence the term Marbe Subformation has been introduced, and for the upper parasequence the term Atzendorf-Subformation.

5. The second parasequence (Atzendorf Subformation) indicates the maximum sea level and the maximum expansion of the „Latdorfian“ sea. At this time the „Magdeburg Corridor“ (KRUTZSCH 2008) has been flooded. Using pteropods (*Creseis cincta* v. KOENEN 1894) as biostratigraphical markers the Atzendorf Subformation correlates with the sands of Grimmertingen (Belgium, Sint Huibrechts/Hern Formation). The Marbe Subformation may correlate with the Bassevelde 2 sands (Zelzate Formation) in Belgium (see VAN SIMAEYS, DE MAN & VANDENBERGHE 2007).

1. Einleitung

Das Gebiet zwischen Westeregeln und Stassfurt gehört zu den klassischen deutschen Braunkohlenbergbauregionen. Bereits in der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts begann der Braunkohlenbergbau im Gebiet der Egelner Mulden. Zahlreiche Schächte und dann auch kleinere Gruben (Tagebaue) erschlossen das Braunkohlen führende Paläogen (i. W. Eozän) in den beiden halokinetischen Randsenken des Oschersleben-Egeln-Stassfurter Salzsattels. Dabei wurden natürlich auch die marinen Deckschichten (Bartonium bis Rupelium) über dem flözführenden Eozän durchfahren, welche schon bald durch reiche Fossilfunde Interesse erregten. Eine rege Sammeltätigkeit setzte ein und führte rasch zum Aufbau größerer Sammlungen. BEYRICH konnte für seine Monographie der Gastropoden des norddeutschen Oligozäns (1853-1856) bereits auf sehr viel Material aus dem marinen Paläogen der Egelner Mulden zurückgreifen.

Der überwiegende Teil des Materials kam in der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts aus glaukonitischen Sanden eines Tagebaues bei Westeregeln. Die Sande hielt man damals (nach der gerade vorgestellten Oligozängliederung BEYRICHS) durchweg für Unteroligozän (v. KOENEN 1889: 4), was sich aber später als Irrtum erwies und für einige Verwirrung sorgte¹. Als A. v. KOENEN mit seiner Bearbeitung der Latdorf-Fauna begann (er nennt 1858), war die wichtige Grube bei Westeregeln bereits wieder verfüllt. V. KOENEN erwarb durch den Ankauf der Sammlung Danneberg aber viel Material von dort und vom eng benachbarten Wolmirsleben. Später kam Material aus Schächten und Tagebauen bei Nachterstädt, Aschersleben, Eggersdorf, Mühlingen, Calbe, Biere, Atzendorf und anderen Orten hinzu. Über die erste große Phase des Braunkohlenbergbaus in der

Region zwischen Magdeburg und Bernburg-Aschersleben findet man in ZINCKEN (1867: Physiographie der Braunkohle) eine Menge wichtiger Informationen.

In der Mitte des 19. Jahrhunderts begann der Braunkohlenabbau an einer weiteren Lokalität, die sich später durch ihren großen Reichtum an Fossilien auszeichnen sollte und der unteroligozänen Latdorf-Stufe zu ihrem Namen verhalf: die Grube "Carl" nordwestlich des Ortes Latdorf (nordöstlich von Bernburg/Saale). Die dortigen geologischen Verhältnisse im Bereich der Grube sind von v. ALBERT (1867) kurz beschrieben worden (mit einer recht groben Profilskizze). Der Fossilinhalt veranlasste zunächst GIEBEL (1858, 1861, 1864) zu ersten Publikationen über Mollusken. GIEBEL beschrieb zahlreiche Arten von Latdorf, allerdings oft in einer Form, welche später eine zweifelsfreie Identifikation oft erschwerte. Andere Gruppen wurden von weiteren Spezialisten bearbeitet: Korallen und Bryozoen von REUSS (1855 und 1867), ROEMER (1863) sowie STOLICZKA (1862 und 1864). V. KOENEN hat diese Grube dann selbst mehrfach besucht und dort Fossilien gesammelt. Er lieferte weitere Informationen zu dieser Lokalität (v. KOENEN 1889: 5). In der Grube "Carl" wurden demnach über dem Braunkohlenflöz einige Meter schluffige und etwas glaukonitische Feinsande mit einem außerordentlich hohen Fossilinhalt angetroffen, etwa in der Mitte von einem Geröllband durchzogen. Darüber folgen schwarze Schluffsande mit großen Turriden, die dem Mitteloligozän damaliger Fassung zugerechnet wurden.

V. KOENEN hat sich sehr kritisch mit den Arbeiten Giebels auseinander gesetzt und zunächst die Nichtanerkennung GIEBEL'scher Taxa wegen oft unzureichender Beschreibung und Abbildung vorgeschlagen. Später, in

¹) In der Gegend um Westeregeln und Wolmirsleben, wie eigentlich generell in den Egelner Mulden, beginnt das marine Deckgebirge mit den Gehlberg-Schichten (Gehlberg-Formation), welche stratigraphisch vom Bartonium bis zum Priabonium reichen.

seiner großen Monographie der Latdorf-Mollusken (1889-1894), ist er aber etwas nachsichtiger geworden und hat versucht, die GIEBEL'schen Fossilnamen möglichst zu konservieren (siehe v. KOENEN 1889: 16-17). Die große Latdorf-Monographie v. KOENENS mit der Beschreibung und Illustration von rund 735 Mollusken- und Brachiopodenarten stellte den Höhepunkt und zugleich jahrzehntelang so etwas wie den Endpunkt der paläontologischen Bearbeitung der Latdorf-Fauna dar. Später wurde aus dem engeren Magdeburger Raum noch einiges berichtet (WOLTERSTORFF 1894), und insbesondere im Zusammenhang mit Fossilfunden beim Bau der Elbebrücke ("Sternbrücke") ist nochmals auf die unteroligozäne Fauna eingegangen worden (FRANKE 1925 und 1939; REGIUS 1948). WOLTERSTORFF und REGIUS haben ihr Material lediglich nach v. KOENEN bestimmt (was keine Revision ist).

Über lange Zeit ist die Latdorf-Fauna dann praktisch nicht mehr bearbeitet worden. Lediglich einige Elemente dieser Fauna sind zu Vergleichszwecken hin und wieder untersucht worden (die Sammlung KOENEN liegt heute in der Universität Göttingen). Entsprechende Querverweise finden sich sporadisch in der Molluskenliteratur der vergangenen Jahrzehnte. Einerseits fehlte es wohl an geeigneten Aufschlüssen mit der Möglichkeit, horizontiertes Material zu gewinnen, andererseits gab es in der Rohstofferkundung, vor allem der Braunkohlenprospektion, andere Präferenzen. Auch die letzten Erkundungsprogramme in der späten DDR haben vor allem zu Untersuchungen in den flözführenden Schichtenfolgen geführt (BLUMENSTENGEL & UNGER 1993), nicht aber zu detaillierten Untersuchungen des marinen Tertiärs darüber und seines Fossilinhaltes. Das ist später begonnen worden (MÜLLER & ROSENBERG 2000; MÜLLER 2008).

2. 2. Fundpunkt und regionalgeologische Situation

Die Kiesgrube der Kieswerke Bodetal GmbH & Co. KG liegt an der nordwestlichen Seite

der Straße Atzendorf-Athensleben, etwa 1,2 km SW des Ortsrandes von Atzendorf (Abb. 1/1). Unmittelbar SW schließt sich eine hohe Spülkippe an (Abb. 1/2). Auf der südöstlichen Straßenseite, gegenüber der Spülkippe, befinden sich Betriebseinrichtungen des Kieswerkes (Abb. 1/4). In diesem Bereich erfolgte früher Braunkohlenbergbau im Tiefbauverfahren (Marbeschacht). Davon zeugen wassergefüllte Senken (Tagesbrüche) südlich der Betriebseinrichtungen (Abb. 1/5). Etwa 500 m östlich bis südöstlich des Kiesgrubengeländes tritt Unterer Muschelkalk an die Oberfläche (altes Steinbruchgelände, Abb. 1/6). Schon die aus dem Lageplan hervorgehenden Verhältnisse (Tertiär und pleistozäne Bodeschotter darüber auf der einen Seite sowie oberflächlich austreichender U. Muschelkalk in kurzer Entfernung auf der anderen Seite) lassen auf eine komplexe geologische Situation schließen, die mit Halokinese und Tektonik verknüpft ist.

In der Subherzynen Mulde zwischen Harz und Flechtinger Höhenzug spielen vom Zechsteinsalinar ausgehende halokinetische Prozesse eine wichtige Rolle in der Dynamik der paläogenen Beckenentwicklung und Sedimentation, aber auch in der Überlieferung paläogener Sedimente. Die vollständigsten Profile finden sich heute in den tiefen Randsenken der zahlreichen halokinetischen Strukturen. Die wichtigste Struktur in diesem Zusammenhang ist der Oschersleben-Egeln-Stassfurter Salzsattel (Abb. 2), ein herzynisch streichender, schmaler Sattel, in dessen Kern Unterer Buntsandstein bis lokal auch Zechstein unter mehr oder weniger mächtiger Bedeckung durch känozoisches Lockergebirge zutage tritt. Zwei Randsenken begleiten den Sattel nahezu im gesamten Verlauf und lassen sich (mit kurzer Unterbrechung) bis in den Helmstedter Raum verfolgen. Die nordöstliche Randsenke ("Nordmulde"), über deren Nordrand der Aufschluss positioniert ist, ist recht schmal, während die südwestliche Randsenke ("Südmulde") eine größere Ausdehnung besitzt. In der Südmulde

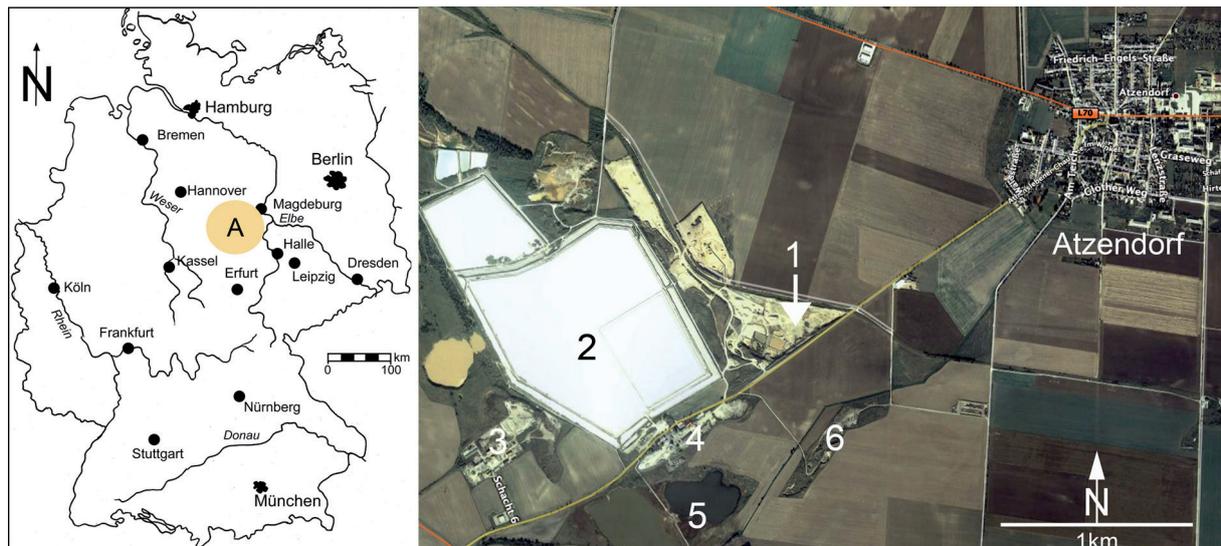


Abb.1 Lage und Umgebung des Grabungsortes Atzendorf. 1/1: Lage des Grabungsortes südwestlich von Magdeburg (A). 1/2: Nähere Umgebung des Grabungsortes: 1: aufgelassener Teil der Kiesgrube mit Bereich der Grabungen, 2: Hochkippe (Spülkippe), alte Gebäude Schacht 6 (Marbe), 4: Gebäudekomplex des Kieswerkes, 5: Tagesbruch (Alter Braunkohlentiefbau), 6: Muschelkalkhochlage (U. Muschelkalk) mit altem Steinbruchgelände.

Fig. 1 Location and vicinity of the locality Atzendorf. 1/1: Location of the locality SW of Magdeburg (A). 1/2: Vicinity of the locality: 1: inactive part of the pit with position of the sections, 2: spoil dump, 3: old buildings of shaft 6 (Marbe), 4: buildings of the gravel company, 5: small lake (old lignite mine), 6: Pretertiary high (Lower Muschelkalk, Triassic) with an old quarry.

sind bis 180 m flözführendes Paläozän-Eozän erbohrt worden (BLUMENSTENGEL & KRUTZSCH 2008), überlagert von bis zu 150 m mächtigen marinen Schichten (Bartonium bis Rupelium). Die weite Aue der Bode zwischen Egel und Staßfurt wird weitgehend von der Südmulde gebildet. Schichtenfolge und Nachweise paläogener Sedimente in Subrosionsstrukturen auf dem Sattel lassen den Schluss zu, dass beide Randsenken ursprünglich einen zusammenhängenden Sedimentationsraum bildeten. Erst durch den weiteren, neogenen Aufstieg des Salzsattels sind beide Randsenken getrennt worden. Sedimentationsabläufe im Paläogen sind natürlich kleinräumig wesentlich differenzierter gewesen und reflektieren in ihren lokalen Verhältnissen eine komplexe Geschichte aus Halokinese, Tektonik und eustatischen Meeresspiegelschwankungen (ZIEGENHARDT & KRAMER 1968). Das marine Paläogen der Mulden wird, analog zu den Verhältnissen bei Helmstedt, in Gehlberg-, Silberberg- sowie Rupel-Schichten geliedert,

letztere mit Rupelbasissand und Rupelton. Die höchsten Mächtigkeiten werden in den Zentren der Mulden erreicht (Kombination aus hohen, syndimentären Subsidenzraten und geringerer Erosion in Perioden niedriger Meeresspiegelstände). An den Flanken der Mulden (Hochlagen) sind große Teile der marinen Schichtenfolge im Pleistozän erosiv gekappt worden. Pleistozäne Bodeschotter überlagern hier paläogene Sedimente unterschiedlichen Alters. Ähnliches gilt auch für die Topbereiche des Salzsattels.

Der Aufschluss liegt an der Nordostflanke der Egelner Nordmulde, unmittelbar westlich der Athenslebener Störung (Abb. 2). Die Störung trennt zwei Schollen unterschiedlicher Höhenlage des prätertiären Untergrundes. Nordwestlich der Störung, im Umfeld der Kiesabbau, überlagern mächtige pleistozäne Bodeschotter diskordant verschiedene Horizonte des Paläogens. Entsprechend der Richtung des Einfallens der paläogenen Schichten (nach SW) sind dies im Nordosten untereozäne Schichten, nach Südwesten

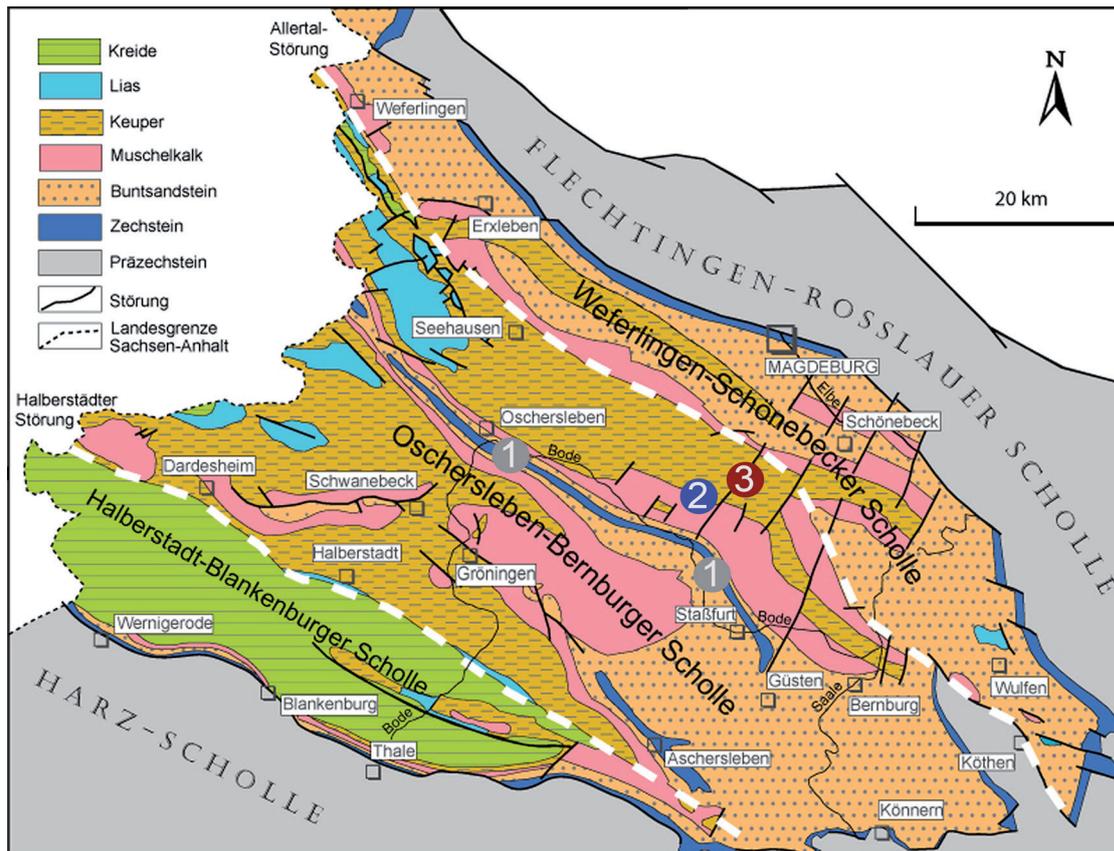


Abb. 2 Geologie der Subherzynen Senke mit Oschersleben-Egeln-Stassfurter Salzsattel (1), Kiesgrube (2) und Althener Störung (3). Karte von FRANKE (2012).

Fig. 2 Geology of the Subherzynian Depression with Oschersleben-Egeln-Stassfurt salt anticline (1), gravel pit (2), and Althener Fault (3). Map from FRANKE (2012).

Schluffe der Silberberg-Formation mit immer jüngeren Horizonten. In diesem günstigen Bereich widmet sich eine Reihe von Kiesabbaufirmen dem Abbau der Bodeschotter, so dass in den vergangenen Jahren mehrere neue Aufschlüsse entstanden sind. Bis jetzt ergab sich jedoch nur in der Kiesgrube am Marbeschacht die Möglichkeit, mit relativ geringem Aufwand ein möglichst umfangreiches Profil der Silberberg-Formation zu ergraben.

Ältere Unterlagen lassen für die Silberberg-Formation in dieser Region auf eine Gesamtmächtigkeit von 14-15 m schließen. Eine eindeutige Mächtigkeitsangabe ist aber nur möglich, wenn tatsächlich die Untergrenze der Rupelbasissande erreicht ist - andernfalls muss mit unvollständigen Profilen durch pleistozäne Erosion gerechnet werden. Genau diese Eindeutigkeit vermisst man oft in den Profilen älterer Bohrungen.

3. Grabung und Profil

1996 wurden in der Kiesgrube Atzendorf Absetzbecken für die Kieswäsche in den Schluffen der Silberberg-Fm. angelegt. Der Aushub wurde seinerzeit an der heutigen Einfahrt abgelagert und bot Gelegenheit, erste Proben aus der Silberberg-Formation zu analysieren (MÜLLER & ROSENBERG 2000). Sie erwiesen sich als sehr fossilreich, so dass eine Grabung vorbereitet wurde. Am 02. Juni 2008 wurde nach intensiver Vorplanung mit der Anlage der Schürfe begonnen. Die Betreiberfirma Kieswerke Bodetal GmbH & Co. KG stellte dankenswerterweise schweres Gerät (Radlader und Bagger) zur Verfügung. Die Arbeiten zogen sich dann mit insgesamt sieben Schürfen bis in den Spätsommer 2009 hin, denn jedes Teilprofil wurde umfangreich beprobt. Im Sommer 2008 wurden die Schürfe I-IV angelegt und bearbeitet, im Sommer

2009 folgten dann die Schürfe V-VII, und die Schürfe I-II und IV wurden kurzfristig wieder reaktiviert. Insgesamt sind auf diesem Wege reichlich 10 Meter Profil aufgegraben sowie detailliert aufgenommen und beprobt worden. Im Laufe der beiden Grabungsperioden wurden mehr als 3 Tonnen Material geschlämmt und ausgelesen. Weiteres Material wurde fortlaufend von den orientiert abgesetzten Aushubmassen abgelesen.

3.1 Schürfe

Für eine erste Orientierung wurde aus Gründen der lokalen Verhältnisse ein Schurf dicht am alten Schlammteich angelegt, da hier der Latdorf-Schluff unter der geringmächtigsten Kiesbedeckung zu erwarten war. Nachdem in Schurf I (ca. 2 m breit und 8-10 m lang) ein sehr gutes Profil mit wichtigen Leithorizonten erschlossen wurde, konnten die weiteren Schürfe nach Einfallen der Schichten positioniert werden. Dicht an Schurf I wurde der etwa ebenso große Schurf II angelegt. Beide Schürfe wurden dann oben noch verbreitert, um ein Nachrutschen des Kieses möglichst zu vermeiden. Ein wichtiger Leithorizont im Schluff (Sand des Intervalls I_D) führte gespanntes Grundwasser und ist während der Arbeiten an manchen Stellen regelrecht ausgeflossen (Schwimmsand). Mit Hilfe einer Pumpe konnten die Schürfe I und II für die Dauer der Arbeiten jedoch einigermaßen trocken gehalten werden. Nach Positionierung von Leithorizonten in beiden Schürfen wurde das exakte Einfallen der Schichten nach SW ermittelt, so dass dann die beiden Schürfe III und IV entlang einer Schnittspur angesetzt werden konnten (Abb. 3/1-2).

Schurf III erfasste eine flache, kiesgefüllte Rinne auf der Oberfläche des Latdorf-Schluffes. Der Schurf konnte wegen zu hohem Grundwasserzufluss für weitere Arbeiten nicht trocken gehalten werden. Aus diesem Grunde stammen die Proben aus dem ausgehobenen Material. Schurf IV erreichte den Transgressionshorizont (Kieslage) des Latdorf-Schluffes und

reichte noch knapp einen halben Meter in das Liegende (milchbrauner Feinsand). Damit ist die eindeutige Untergrenze des Latdorf-Schluffes erreicht worden. Über den Transgressionshorizont erfolgte auch hier ein recht massiver Grundwasserzufluss, der sich über die Dauer der Arbeiten aber noch kontrollieren ließ (Pumpe). Nach Vermessung der Schürfe und des Schichteinfallens hat der Ausfall von Schurf III nicht zu einer Profillücke geführt, da die Profile von Schurf II und Schurf IV praktisch lückenlos aneinander passen. Es bleibt nur ein höchstens wenige Dezimeter mächtiger Unschärfbereich.

Die Schürfe I-IV wurden im Sommer 2008 intensiv beprobt (in der Regel 30 cm-Intervalle mit durchschnittlich 5 kg-Proben). Sehr viel unquantifiziertes Material aus größeren Probenintervallen (siehe Profil Abb. 4) wurde zusätzlich vor Ort geschlämmt. Nach der Auswertung der ersten Probenserie (Winter 2008/2009) zeigten sich interessante Aspekte in der Fossilführung, insbesondere bezüglich der Pteropoden, die eine verfeinerte Probenahme wünschenswert erscheinen ließen.

Im Sommer 2009 wurden die Schürfe I und II zu einem großen Aufschlussgraben miteinander verbunden und Schurf II noch vertieft. So konnte nach dem Abpumpen des zugeflossenen Wassers ein sehr großes und gut zugängliches Profil detailliert (15 cm-Intervalle) beprobt werden. Auch Schurf IV wurde reaktiviert und erneut in 15 cm-Intervallen beprobt. Damit war das Potential in dieser Schnittspur (von Schurf I aus nach NE) voll ausgeschöpft. In Gegenrichtung (nach SW) versperrte der Schlammteich die direkte Fortführung der Grabung innerhalb der Schnittspur. Deshalb wurde der nun anzulegende Schurf V an der Nordostecke des Schlammteiches gegraben, der trocken blieb und in seinem tiefsten Punkt den wichtigen Creseis-Acme-Horizont zur Korrelation mit Schurf I erreichte. Mit seiner Hilfe konnten die Schürfe I und V zentimetergenau miteinander korreliert werden. Danach wurden Richtung SW noch die Schürfe VI und VII angelegt (Abb. 3/3), beide leider wieder mit

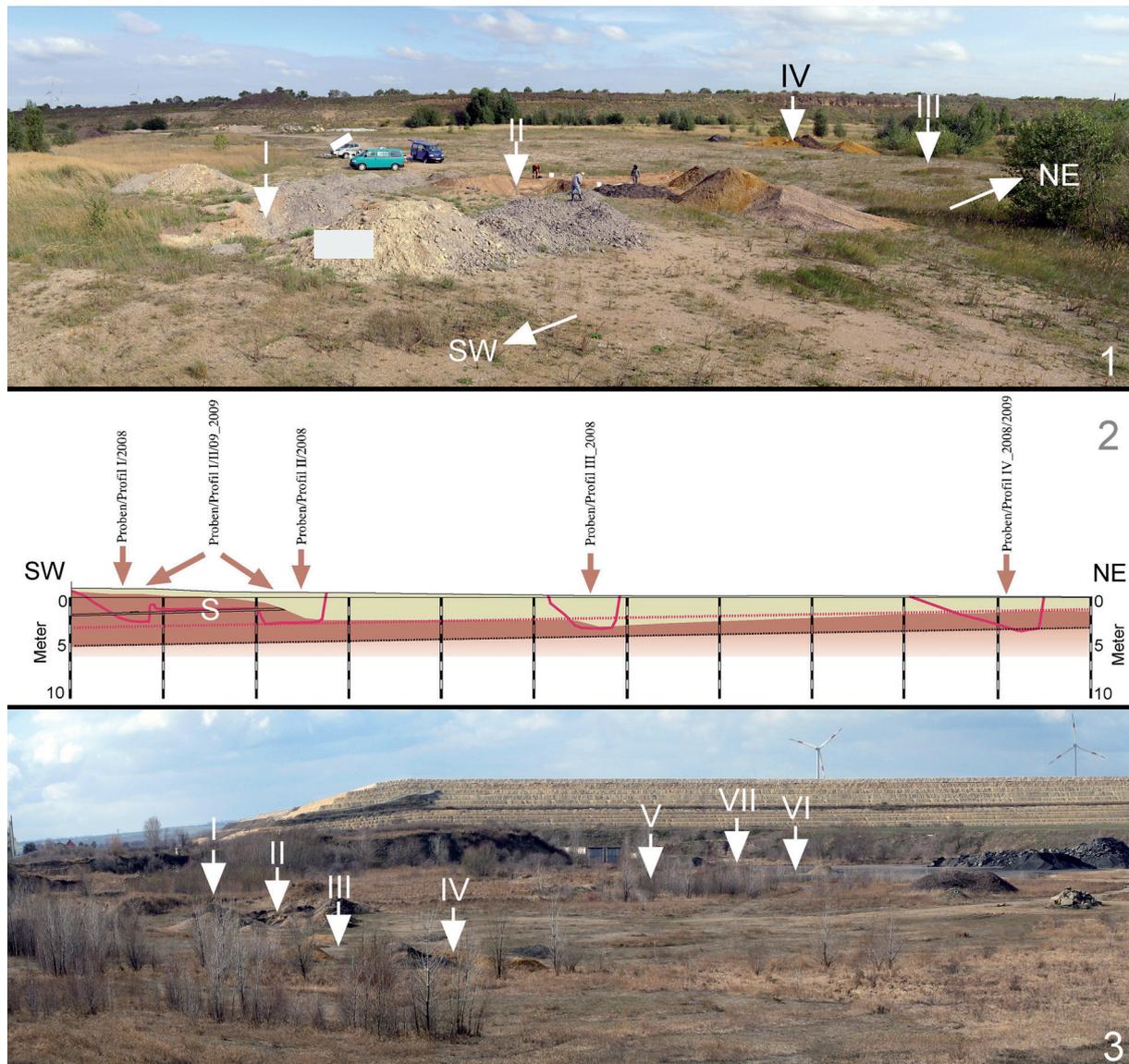


Abb. 3 Schürfe:

3/1: nordöstlicher Teil der Grube mit Blick nach Norden über die Schürfe I bis IV.

3/2: Schnitt (Schnittspur Schürfe I bis IV) mit Rekonstruktion der Oberfläche des Latdorf-Schluffes (braun) unter den pleistozänen Bodeschottern (gelb). Aus der Lage von Leithorizonten (z.B. des Sandes an der Basis des zweiten Latdorf-Zyklus' – im Bild mit „S“ markiert) konnte das Einfallen der Schichten nach Südwesten recht genau ermittelt werden.

3/3: Blick vom nördlichen Grubenrand auf das östliche Grubengelände mit Position der Schürfe I bis VII.

Fig. 3 Excavations:

3/1: Northeastern part of the gravel pit (view in northern direction) showing excavations I to IV.

3/2: Geological section (from excavations I to IV) and also reconstruction of the surface of the Latdorf Silt (brown) covered by Pleistocene gravels of the river Bode (yellow). Tracing of marker horizons (e.g. basal sands of the second Latdorf cycle – in the picture marked with „S“) allowed an accurate reconstruction of inclination in southwestern direction.

3/3: View from the northern margin of the pit on the eastern part of the pit showing the position of excavations I to VII.

zu hohem Grundwasserzufluss. Sie lieferten aber große Mengen Aushub zur Probennahme und Fossilgewinnung. Direkte Korrelationen von V und VI sowie von VI zu VII sind nicht möglich. Entsprechende Profillücken sind im Gesamtprofil berücksichtigt.

3.2 Lithologische Entwicklung

Schurf IV erreichte das Liegende des Latdorf-Schluffes (Silberberg-Formation) und bildet den Ausgangspunkt des kombinierten Gesamtprofils. Da hier eine eindeutige Grenze vorliegt, wurde auch von dort aus nach oben gezählt (Profilmeter), sowohl in diesem Profil als auch im Gesamtprofil. Auch die Proben und Intervalle sind konsequent vom Liegenden zum Hangenden durchnummeriert worden. Im Schurf IV sind unter durchschnittlich (noch nach Kiesabbau!) 1,5m mächtigen pleistozänen Bodeschottern 2,0-2,1 m Tertiär freigelegt worden (Abb. 4/4).

An diesem Punkt überlagert der Latdorf-Schluff transgressiv einen milchbraunen, mittelsandigen und etwas schluffigen Feinsand. Farbe und Beschaffenheit des Sandes lassen

darauf schließen, dass es sich um die Verwitterungsoberfläche eines ursprünglich pyritführenden, aber angewitterten (Oxidation) Sandes handelt. In den Egelner Mulden unterlagern normalerweise marine Sande der Gehlberg-Formation die Silberberg-Formation. Aus diesem Grund ist im vorliegenden Fall zunächst eine analoge Situation angenommen worden. Eine Datierung mit Hilfe von Palynomorphen (Dr. H. BLUMENSTENGEL, Jena) ergab jedoch Untereozän – somit fehlt an diesem Punkt das gesamte mittlere bis höhere Eozän bis einschließlich Gehlberg-Formation. Glaukonit und Fossilien wurden in dem Sand nicht beobachtet.

Die Latdorf-Serie beginnt mit einem Transgressionskies von 0,2-0,3 m Mächtigkeit (Intervall U-1) und etwas unregelmäßiger Basisfläche (Abb. 4/2). Der Kies selbst besteht nahezu ausschließlich aus hellgrauen, gerundeten bis kantengerundeten Quarzen in Fein- bis Mittelkiesgröße, seltener bis Grobkiesformat, in einer Grobsandmatrix, und führt nicht selten glänzend schwarze, phosphatisierte (präfossilisierte) und stark abgerollte

Abb. 4: Details aus Schurf IV (Basis der Latdorf-Abfolge)

4/1: Baggerarbeiten an Schurf IV

4/2: Basis von Schurf IV mit Transgressionskies (bereits unter der Wasserfläche, mit Ausspülungen) und sandigem Übergang in den sandigen Schluff des basalen Teils des Profils. Im etwa 0,3 bis 0,4 m mächtigen, stärker glaukonitischen Übergangsbereich sind noch größere Geröllnester und -linsen vorhanden (Pfeil). Hier setzen erste kalkschalige Fossilien ein.

4/3: gleicher Profilabschnitt wie 6/2, an dieser Stelle mit großem Xylit (Rest eines inkohlten Baumstammes) und Braunkohlebröckchen.

4/4: Gesamtprofil von Schurf IV mit Beprobungseinteilung (15-cm-Intervalle). Der stark wasserführende Transgressionskies (Probe IV-13) ist bereits unter Wasser, ebenso der basale Übergangsbereich (Probe IV-12). Dieser Bereich konnte nur durch eine kräftige Pumpe kurzzeitig für die Beprobung trocken gehalten werden.

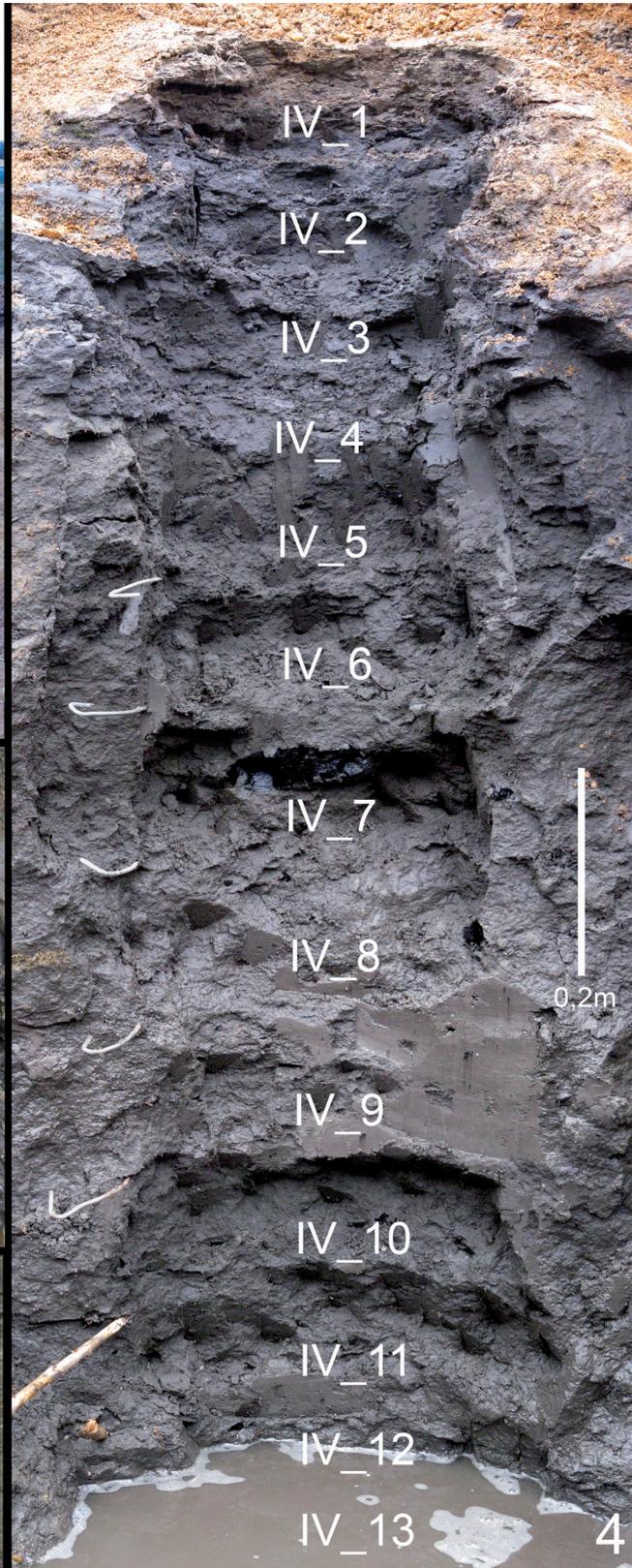
Fig. 4: Details of section IV (base of the Latdorf sequence)

4/1: Excavation of Section IV

4/2: Basal part of section IV with transgression lag (at this moment covered by water) and sandy transition into sandy silts of the basal part of the profile. This 0,3 to 0,4 m thick and more glauconitic interval larger lenses of gravel occur (arrow). At this level first carbonaceous fossils have been observed.

4/3: Same interval like 6/2 but at this point a large xylite (part of a tree stem) and smaller pieces of lignite are to see.

4/4: Whole section IV showing sampled intervals (15 cm). The basal transgression lag (gravel, sample IV-13) is covered by ground water as well as the basal part of the sandy interval (Probe IV-12). The basal part of section IV was accessible for a short time only by using a powerful pump.



sowie polierte Haizähne. Sie sind selten in einer eindeutig bestimmbarer Form erhalten. Bestimmbare Zähne (u.a. *Macrorhizodus praecursor*) lassen auf eine umgelagerte eozäne Fauna schließen.

Der reine Kies geht schnell in einen schlecht sortierten, sandigen Schluff von schwarzbrauner Farbe über. Dessen untere etwa 0,6 m (Intervall U-2) enthalten noch recht zahlreiche Gerölle, oft nesterartig angereichert, und eine deutliche Grobsand-Komponente (Abb. 4/3). Der Grobkornanteil nimmt aber

nach oben rasch ab. Ferner sind in diesem Bereich umgelagerte Braunkohlebrocken und größere Xylite anzutreffen, in Einzelfällen sind sogar Kohlebrocken/Xylite mit über 20 cm Durchmesser erhalten (Abb. 4/3). Die Größe der Kohlegerölle nimmt nach oben ebenfalls schnell ab. Schon kurz über dem Transgressionskies, der keine karbonatischen Fossilien enthält, setzt eine reichere Fossilführung ein (Foraminiferen, Korallen, Brachiopoden, Mollusken, Fischotolithen u.a., Abb. 9), ebenso sind häufiger Pyritaggregate zu finden.

Abb. 5: Details aus den Schürfen I/II.

5/1: Schurf I in Gesamtansicht. Der Transgressionshorizont (T) und der Basissand (S) der zweiten Sequenz lieferten viel Wasser, was zu sofortigem Wasseranstieg im Schurf führte, so dass vor Ort geschlämmt werden konnte (R. M. LEDER bei der Arbeit). Der Creseis-Horizont (C) liegt am Top von Schurf I.

5/2: Profil von Schurf II mit dunklen, tonigen Schluffen (Marbe-Schluff) unter dem Transgressionshorizont (T) des zweiten Zyklus' (Atzendorf-Subformation). Maßstab mit Dezimeterteilung.

5/3: Schurf I etwas später. Transgressionshorizont und Basissand der Atzendorf-Subformation sind bereits unter Wasser. Teile des Atzendorf-Schluffes darüber sind nachgebrochen. Im angetrockneten oberen Bereich tritt der stärker tonige Creseis-Horizont (C) etwas heller in Erscheinung. Im Verwitterungsprofil erscheint dieser Bereich massiv-blockig.

5/4: Übergangsbereich vom Transgressionshorizont (T) über den Basissand (S) der Atzendorf-Subformation in den basalen, stark sandigen Bereich des Atzendorf-Schluffes (ASu). In diesem Bereich sind stark glaukonitische, intensiv grüne Sandlinsen und -schlieren sowie große, plattige Pyritkonkretionen charakteristisch. Maßstab 10 cm.

5/5: Der Transgressionshorizont (T, Mittel- bis Grobsand) der zweiten Parasequenz führt gespanntes Wasser, das im frischen Anschnitt sofort ausfließt, so dass umgehend eine Hohlkehle im Profil entsteht. Nach kurzer Zeit brechen die Schluffe darüber nach.

Fig. 5: Details of excavations I/II.

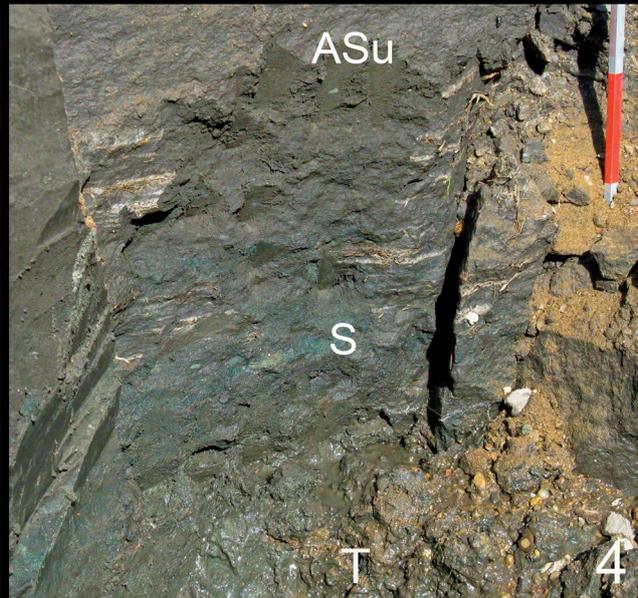
5/1: Overview of excavation I. The transgression horizon (T) and the basal sand (S) of the second parasequence delivered much water leading into rapidly growing water level. Thus, sediment material could be washed at this place (R.M. LEDER at work). The Creseis-Horizon (C) is situated at the top of section I.

5/2: Profile of excavation II showing dark, clayey silts of the first sequence covered by the transgression horizon (T) of the second sequence. Scale 10 cm intervals.

5/3: Excavation I somewhat later. Transgression horizon (T) and basal sand S of the second sequence are covered by water. Parts of the silts of interval O-3 have been slid down. Around the more dry upper part the clayey Creseis-Horizon (C) looks a little more brighter than other parts of the silt. After weathering this interval shows a massiv and blocky character.

5/4: Basal interval of the second parasequence showing the transition from the transgression horizon (T) into the basal sand (S), and the basal, more sandy parts of silt (ASu). This interval is characterized by green lenses of glauconitic sands, and large, platy concretions of pyrite. Scale bar 10 cm.

5/5: The transgression horizon (T, medium to coarsely grained sands) of the second parasequence is characterized by artesian water. In a freshly excavated profile it flows out immediately leading to the formation of a groove in the profile. After a short time the overlaying silty sands slide down.



Im nächsten Abschnitt (bis zum Top von Teilprofil Schurf IV, 1,2 m, Intervalle U-2 und U-3) fehlen grobe Sedimentkomponenten bereits weitgehend. Das Sediment entwickelt sich rasch zu einem schwarzbraunen, feinsandigen und tonigen Schluff (Abb. 4/4). Unten (Intervall U-3, 0,6 m, Abb. 8) kommen größere Mollusken noch häufiger vor. Nach oben (Intervall U-4, 0,6 m, Abb. 8) nimmt deren Häufigkeit deutlich ab - dafür treten nun vermehrt vollständig erhaltene, pyritisierte Schwämme sowie grobkristalline Pyritaggregate auf (Abb. 9). Das Material aus Schurf III und dem liegenden Bereich von Schurf I/II zeigt die gleichen Merkmale, so dass von einem einheitlichen Intervall ausgegangen werden kann (gleiche Lithologie/Fossilführung in Intervall U-4).

Erst im höheren Teil von Schurf II (Intervall U-5, Abb. 5/2, Abb. 8) beginnen sich Änderungen in der Lithologie bemerkbar zu machen: Allmählich nimmt der Grobkornanteil wieder etwas zu und pyritisierte Schwämme werden seltener. Auch im Faunenspektrum ändert sich einiges, beispielsweise ein spürbarer Rückgang der Häufigkeit von Pteropoden (*Limacina/Heliconoides*).

Im gesamten Profilabschnitt IV bis II ist die primäre Sedimentstruktur durch Bioturbation

aufgelöst worden. An keinem Punkt konnten primäre Schichtungsmerkmale beobachtet werden. Aus diesem Grund wirkt das Gestein insgesamt sehr homogen und kompakt, so dass man einzelne Horizonte makroskopisch nicht sicher abgrenzen kann.

Die ganze Abfolge von Schurf IV bis II wird von einem groben Sand (stark grobsandiger Mittelsand mit einigen Feinkiesen) transgressiv überlagert (Intervall O-1; Abb. 8 und 5/4). Dieser Sand leitet den nächsten Zyklus ein. Er erreicht um 0,25-0,40 m Mächtigkeit (durchschnittlich um 0,3 m), ist stark glaukonitisch und intensiv grün. Der Sand kann insgesamt als fossilreich gelten, der Fossilinhalt ist aber nicht gleichmäßig verteilt: Bereiche mit Fossilanreicherungen wechseln mit deutlich ärmeren Partien. Die Fossilien selbst zeigen unterschiedliche Erhaltung. Einerseits sind zahlreiche geradezu außergewöhnlich gut erhaltene Mollusken und andere Fossilien vorhanden (isotope Komponente), andererseits kommen in wechselnden Anteilen auch stark korrodierte und abgerollte Fossilien vor (allotope Komponente, Abb. 9). Der Grünsand enthält lokal auch häufiger bis um 10 cm große, unregelmäßig-plattige Markasitkonkretionen sowie einige braune Ton-Schluff-Gerölle (Abb. 9), die dem un-

Abb. 6: Details aus den Schürfen V und VI

6/1: Mit Ausnahme der Basis komplettes Profil V mit Beprobungsintervallen. Deutlich ist der Wechsel von helleren (und grünlicheren) und dunkleren (braunerem) Horizonten zu erkennen (H und D).

6/2: Kompakter, toniger Schluff aus dem oberen dunklen Bereich (D4) mit *Pholadomya* (Pfeil).

6/3: Übergang von H3 in D4 mit unscharfem Grenzbereich – statt dessen wolkige, durch Bioturbation verursachte Strukturen. Die hellen Punkte sind wenige Millimeter Durchmesser erreichende Anschnitte von annähernd horizontal verlaufenden Grabgängen.

6/4: Septarien-artige, flache Karbonatkonkretion am Top des Profils von Schurf VI. Deutlich ist der starke Wassereintrag aus den Bodeschottern schon während der Baggerarbeiten zu erkennen.

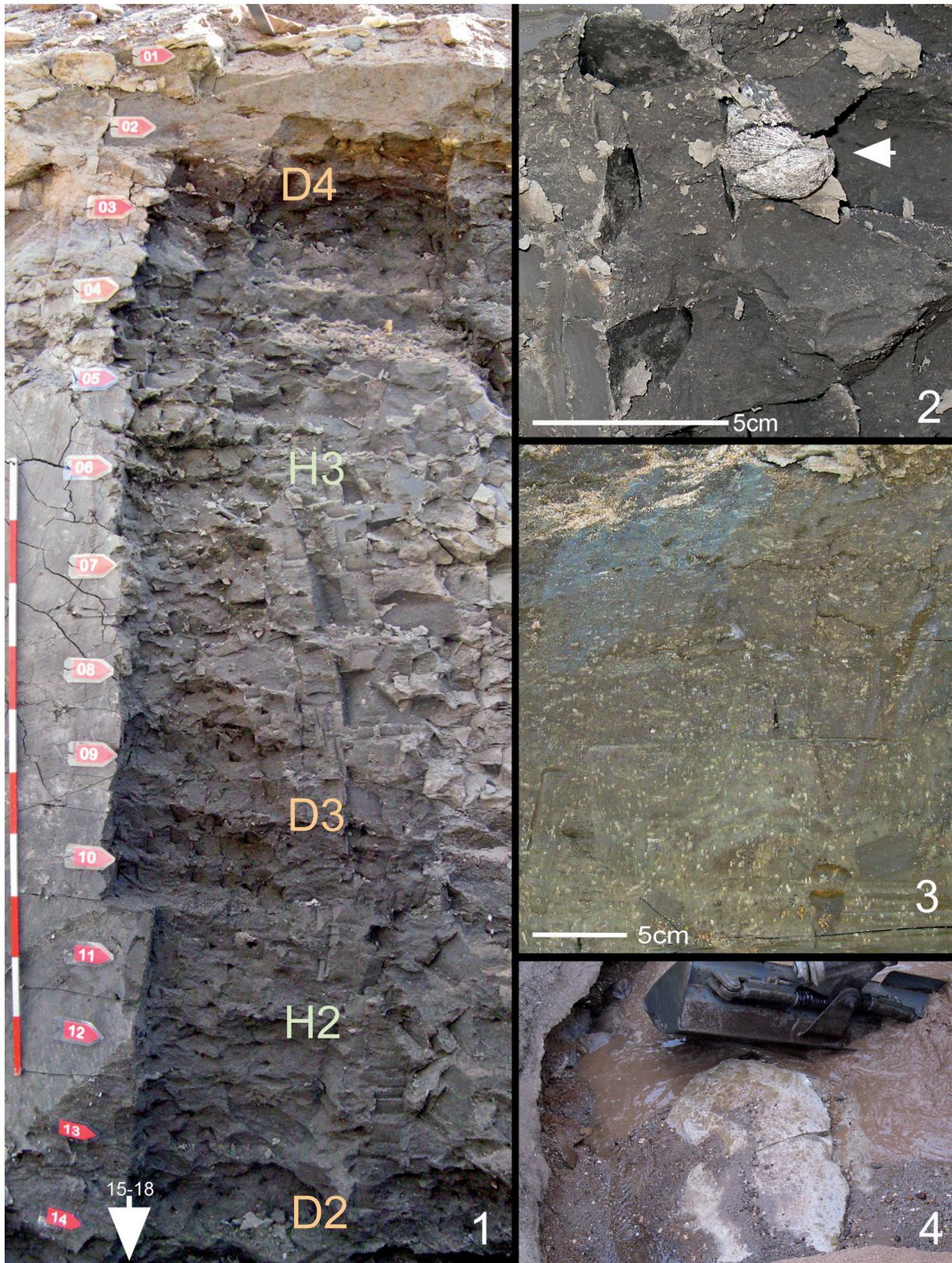
Fig. 6: Details from excavations V and VI

6/1: Profile of section V with sample intervals. This picture shows the interchange of lighter (and more greenish) and darker (more brownish) layers (H and D).

6/2: Compact Clay/Silt of the dark layer (D4) with *Pholadomya* (arrow).

6/3: Transitional zone from layer H3 into layer D4. This boundary is characterized by cloudy structures caused by bioturbation. The scattered light points are vertical sections of almost horizontal burrows of some millimeters in diameter.

6/4: Septaria-like, flat carbonate concretion on top of section VI. This picture shows the fast flooding of the excavation by ground water originating from Pleistocene gravels of the river Bode.



terlagernden Schluff von Schurf II gleichen (Umlagerung).

Der Übergang in den nachfolgenden Profilschnitt von Schurf I (O-2) ist nicht scharf. Der Sand O-1 geht in einen zunächst noch grünlichen, glaukonitreicheren und stark schluffigen Sand bis sandigen Schluff über, der noch zahlreiche Grünsandnester enthält (Abb. 5/4). Unter weiterer Korngrößenabnahme entwickelt sich aber rasch ein Paket brauner bis grünlich-brauner, abnehmend sandiger und zunehmend toniger Schluffe mit reicher Molluskenfauna (Abb. 8, 5/1 und 5/3). Unter Zunahme der Tonfraktion geht daraus am Top ein brauner, kompakter und stärker toniger Schluff hervor (Abb. 5/3). Auch dieses Niveau enthält zahlreiche Fossilien (überwiegend Kleinmollusken). Charakteristisch sind auch doppelklappige Individuen von *Pholadomya*. Der gesamte Bereich ist zum Intervall O-2 zusammengefasst worden.

Ganz oben im Schurf I (Intervall O-3) wird der Tonanteil noch etwas höher und der tonige Schluff ist sehr kompakt und fest. Im Anwitterungsprofil tritt dieser Abschnitt als deutlicher Sims hervor (Abb. 5/1 und 5/3). Gleichzeitig ändert sich auch der Farbton von braun in einen olivgrünlichen Grundton. Die Farbgenze ist aber wegen Bioturbation sehr undeutlich und verwaschen ausgebildet. Bei Antrocknung fällt dieser Bereich (heller Horizont H1) durch hellere Farbe auf als der Horizont darunter. Auch die Fossilführung verändert sich: Unter den Kleinmollusken beherrschen zahlreiche Individuen von *Ectinochilus* (Gastropoda, Stromboidea) das Bild. Gleichzeitig setzt in diesem Horizont unvermittelt und innerhalb von wenigen Zentimetern das Massenvorkommen der Pteropodenart *Creseis cincta* v. KOENEN ein. Das plötzliche Einsetzen von *C. cincta* gipfelt innerhalb weniger Zentimeter umgehend im absoluten Häufigkeitsmaximum dieser Art im gesamten weiteren Profil. Aus diesem Grunde spielt das insgesamt nur um 0,35 m mächtige Intervall eine außerordentlich wichtige Rolle als Leithorizont. Man kann diesen Bereich von Profil zu Profil zentimetergenau korrelieren.

Das Profil I schließt mit einem 0,3-0,4 m mächtigen Verwitterungshorizont ab (Übergang in einen fahl ockerfarbenen Farbton und Bleichung). Die Fossilien sind in der Regel noch gut erhalten. Nur in den obersten Zentimetern ist bereits deutliche Korrosion bemerkbar.

Profil V (Abb. 6) wurde in mehreren Durchgängen beprobt (vor allem unterer Teil). Zunächst wurde dort an der Basis des Profils das *Creseis*-Massenvorkommen nur angeschnitten. Danach ist das Profil noch weiter vertieft worden, um diesen Horizont zu durchfahren und eine eindeutige Untergrenze zu finden. Nachdem das erledigt war, konnten I und V über die "Pteropodenlupe" (Abb. 7) zentimetergenau miteinander korreliert werden, so dass eine nahtlose Profilfortsetzung gesichert ist. Im gesamten Profil V bleibt der lithologische Charakter des Sediments einigermaßen konstant: ein toniger, fest liegender Schluff mit Intervallen von brauner ("dunkle Lagen" D2-D4) und verwaschen grünlicher Farbe ("helle Lagen" H1-H3, Abb. 6/1). Die farbliche Abgrenzung ist wegen der intensiven Bioturbation auch hier unscharf (Abb. 6/3). Bei Antrocknung der Anschnitte treten die grünlichen Horizonte etwas heller hervor als die braunen Intervalle, wie schon in Schurf I am *Creseis*-Horizont (H1) beobachtet. Insgesamt bleibt die Fossilführung über das gesamte Teilprofil von 2,8 m Mächtigkeit hoch (vor allem Kleinmollusken), und *Creseis* kommt in mehreren Horizontens nochmals etwas häufiger vor. Allerdings erreichen diese Peaks bei weitem nicht wieder die Größenordnung des ersten *Creseis*-Horizontes (*Creseis*-Acme) und klingen nach oben aus. Das Teilprofil V, wie auch die anderen Teilprofile, schließt mit einer um 0,3 m mächtigen Verwitterungszone mit gebleichtem und partiell auch verockertem Schluff ab. Der untere Bereich von Schurf V um das *Creseis*-Maximum ist dem Intervall O-3 zugeordnet. Der höhere Teil entspricht Intervall O-4.

Aus den beiden folgenden Schürfe VI und

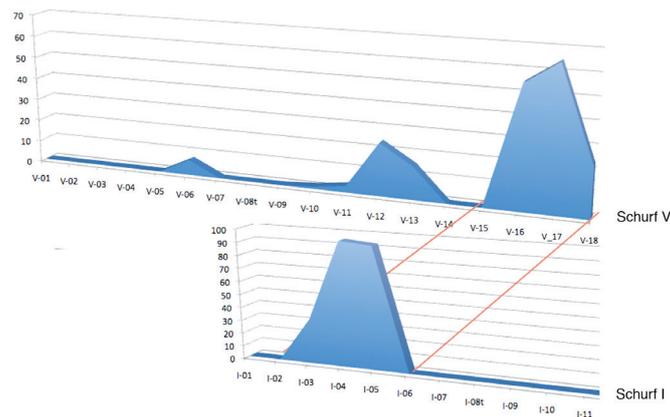


Abb. 7 „Pteropodenlupe“ zur Korrelation von Schurf I mit Schurf V. Der Creseis-Horizont ermöglichte eine zentimetergenaue Korrelation beider Teilprofile.

Fig. 7 „Pteropod lense“ allowed a very good correlation of section I and section V. Using the Creseis-horizont this correlation was accurate down to Centimeterscale.

VII sind die jeweils hangenden 50 cm nach Sedimentbeschaffenheit und Fossilführung analysiert worden.

In Schurf VI (Abb. 6/4) sind unter einer 10-15 cm mächtigen Karbonatplatte graubraune bis braune, deutlich sandigere und weniger tonige Schluffe als in Schurf V beobachtet worden. Man kann also ein allmähliches „Versanden“ des Schluffes zum Hangenden beobachten, zumal Schurf VII analoge Verhältnisse zeigte. Die Veränderungen im Sediment (Vergrößerung zum Hangenden) machten sich auch in der Fossilführung schon im Gelände bemerkbar. Großwüchsige Mollusken sind etwas häufiger als in den tieferen Profilabschnitten (Schurf V) gefunden worden. In den Kleinfauen wird die Veränderung noch deutlicher.

Insgesamt ergeben die Schürfe VI und VII (Intervalle O-5 und O-6) einen guten Eindruck von der Entwicklung des Latdorf-Schluffes zum Hangenden hin (Trend zur allmählichen Versandung, damit verbundene Änderungen in den stärker substratabhängigen Fossilgruppen). Die Hangendgrenze wurde jedoch nicht erreicht, so dass die Grenze zu den transgressiven „Rupelbasissanden“ nicht dokumentiert werden konnte.

3.3 Gesamtprofil

Die Kombination der Teilprofile aus den

einzelnen Schürfen erlaubte die Erstellung eines Gesamtprofils von etwas über 10 Meter Mächtigkeit (Abb. 8), dessen untere 8 Meter praktisch lückenlos sind. Nach Schichteinfallen in der Schnittpur von Schurf IV bis Schurf I ist ein Unschärfbereich zwischen IV und II von höchstens 0,2 bis 0,3 m anzunehmen (im Profil Abb. 8 in der Mitte von Niveau U2). Schurf I und V setzen nach Korrelation mit dem *Creseis*-Horizont („Pteropodenlupe“, Abb. 5) nahtlos aneinander an. Die Lücke zwischen V und VI kann auf ca. 1-1,5 m (1,2 m in der Darstellung gemittelt) veranschlagt werden, die zwischen VI und VII auf etwa 0,5-0,8 m (0,65 m in Darstellung gemittelt). Insgesamt sind somit ca. 10,5 Profilmeter dokumentiert und beprobt. Nach Vergleich mit Altbohrungen in der Region fehlen dem erarbeiteten Profil noch etwa 3-4 m bis zur Hangendgrenze des Latdorf-Schluffes, der in diesem Bereich der Nordflanke der Egelner Nordmulde um 14 m Mächtigkeit erreichen soll. Das neue Profil umfasst also etwa 75 % der in dieser Region zu erwartenden Gesamtmächtigkeit.

3.4 Methodik der Fossilgewinnung und Auswertung

Die vermessenen Schürfe wurden für die Gewinnung von Kleinfauen in verschiedenen Intervallen beprobt: Zunächst Orientierungsproben in 30 cm-Intervallen, sofern

nicht lithologische Kriterien Abweichungen von diesem Schema erforderten. In einem zweiten Durchgang wurde die Beprobung nochmals auf 15 cm-Intervalle verfeinert. Von jeder 15 cm-Probe sind für quantitative Arbeiten 1,5 kg getrocknetes Sediment geschlämmt worden (untere Siebmaschenweite 0,4 mm). Aus den 15 cm-Proben ist auch Material an andere weitergegeben worden (M. THEODOR/Hamburg: Foraminiferen), weiteres Material wurde für mögliche Nachfolgearbeiten (Sedimentologie u.a.) archiviert. Sehr bindiges Material (Schluffe/Tone) wurde für das Schlämmen mit der Wasserstoffperoxid-Methode (5-8%-ige Lösung) aufbereitet. Bei Feststellung von Pteropoden-Peaks wurde zur möglichst genauen Erfassung der Massenvorkommen nochmals auf 5 cm-Intervalle reduziert. Davon sind dann jeweils 300 Gramm trockenes Sediment mit 0,4 mm-Sieben als Minimum geschlämmt und komplett ausgelesen und ausgezählt worden (vor allem die zur Korrelation wichtigen Pteropoden).

Nach Lithologie und Fossilführung wurden dann Intervalle definiert (Abb. 8), in denen alle Orientierungsproben und weiteres Material zusammengefasst wurden. Aus den definierten Intervallen wurden schon im Gelände weitere große Mengen Sediment geschlämmt, in der Regel mit einem Siebsatz, dessen kleinste Maschenweite 0,6 mm betrug. Auf diese Weise konnten mehr als drei Tonnen Sediment durchgesetzt werden. Zusätzlich zum geschlämmten Material lieferte auch der umfangreiche Aushub der einzelnen Schürfe

im Laufe der Zeit eine ganze Menge Makro- und Mesofossilien, vor allem Mollusken. Das vom Regen oberflächlich herausgewaschene Material wurde regelmäßig abgelesen. Da die Ablage des Aushubes orientiert erfolgte, konnte auch immer der Profilabschnitt bestimmt werden, aus dem abgelesenes Material stammt.

Die 15 cm-Proben (1,5 kg) wurden vollständig ausgelesen und deren Fossilinhalt teilweise ausgezählt (Brachiopoden, bestimmte Molluskengruppen wie Pteropoden, Seelachierzähne, Fischotolithen). Bei anderen Gruppen wurde die Häufigkeit geschätzt (z.B. Muscheln), da sich der Anteil zerbrochener Gehäuse oder von Schill kaum in Individuen umrechnen und exakt quantifizieren lässt. Sämtliche Daten sind in Excel-Tabellen erfasst worden, aus denen dann auch die Diagramme generiert wurden.

4. Fossilführung (Kurzer Überblick über die Fauna)

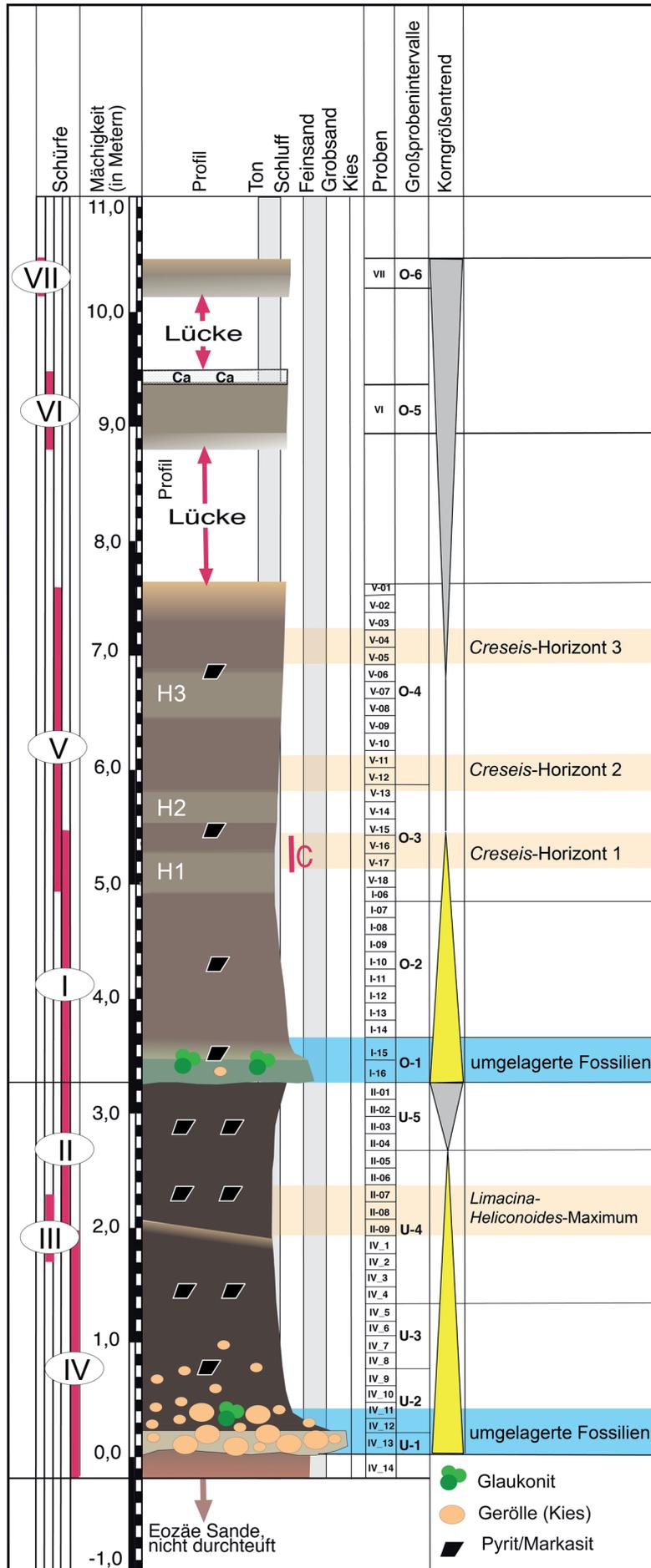
Praktisch das gesamte Profil hat sich als fossilführend erwiesen (Abb. 9) und lieferte diverse bis hoch diverse Fossilgemeinschaften. Allerdings ist der Schluff auf den ersten Blick nicht so fossilreich, wie man dies vielleicht von einer Latdorf-Fauna erwartet hätte, denn größere Mollusken und andere größere Fossilien kommen nur recht zerstreut im Sediment vor. Lediglich große Scaphopoden (*Fissidentalium*) fallen im Gelände durch ihre Häufigkeit auf. Insgesamt ist zumindest für

Abb. 8 Gesamtprofil, kombiniert aus den Teilprofilen der Schürfe I bis VII.

Auf der linken Seite ist die Reichweite der Schürfe (rote Balken) eingetragen. Der Umfang der Profillücken zwischen den Teilprofilen V, VI und VII ist nach dem Einfallen der Schichten geschätzt. In der Spalte „Proben“ auf der rechten Seite des Profils sind die Detailproben (15-cm-Proben, 1,5 kg) verzeichnet. Daneben sind die Großprobenintervalle sowie der Korngrößentrend eingetragen. H1-H3 markieren die hellen, grünlichen Horizonte.

Fig. 8 Standard profile combined of sections I to VII.

On left side red bars show the range of the excavations. The range of the hiatuses between sections V, VI and VII has been estimated. The column „Proben“ on the right side of the profile contains our high resolution samples (15 cm intervals, 1,5 kg). Right of this column intervals of large samples as well as the grain size trend of the sediment follow. H1-H3 mark the light and greenish horizons of the second parasequence.



größerwüchsige Mollusken und einige andere Fossilgruppen eine hohe Diversität mit einer recht geringen Densität verknüpft. Ähnliche Tatsachen sind seinerzeit bereits v. KOENEN (1889) aufgefallen und werden hier erneut bestätigt: Zahlreiche Taxa sind nur durch wenige Individuen belegt.

Foraminiferen, Kleinmollusken und Fischreste (vor allem Otolithen) hingegen sind durchweg in wesentlich größerer Dichte zu beobachten, manche auch massenhaft. Dazu gesellen sich zahlreiche Schwammreste, Solitärkorallen, kleine Brachiopoden, Bryozoen, Ostracoden, Echiniden u.a. – insgesamt also eine ganz erhebliche Bandbreite von Organismen.

Die überwiegende Zahl der Taxa konnte im gesamten Profil beobachtet werden, sie sind als Durchläufer im Latdorf-Schluff nicht auf ein Niveau begrenzt. Ihre Häufigkeit unterliegt partiell aber beträchtlichen Schwankungen, so dass man mit quantitativen Methoden ganz charakteristische Horizonte ermitteln kann, die sich auch für biostratigraphische Zwecke verwenden lassen. Man kann nun den gesamten Fossilinhalt nach verschiedenen Kriterien ordnen und bewerten. Dazu mag folgender kurzer, kommentierter Überblick über die wichtigsten Faunenelemente dienen, wobei Foraminiferen dabei ausgeklammert sind. Deren Bearbeitung ist von MARC THEODOR (Diplomarbeit, Universität Hamburg) übernommen worden (s.u.). Eine Routinebestimmung kann vorläufig nicht in jedem Fall befriedigend erfolgen, da weder Mollusken noch andere Evertebraten-Gruppen der Latdorf-Fauna modern revidiert worden sind. Wegen der Problematik werden deshalb möglichst die Artnamen benutzt, die A. v. KOENEN (1889-1894) in seiner großen Latdorf-Monographie verwendet hat. Damit wird weiteres Chaos vermieden, und der Status dieser Taxa kann später durch Revisionen geklärt werden. Gattungsmäßig sind die Mollusken soweit aktualisiert worden, wie es vertretbar erschien.

4.4.1 Porifera

Einzelne pyritisierte Skleren von Schwäm-

men sind im gesamten Profil mit Ausnahme des basalen Transgressionshorizontes gefunden worden. Nicht selten kommen auch mehr oder weniger umfangreiche, pyritisierte Aggregate von Skleren vor. Im Marbe-Schluff sind sogar komplett pyritisierte Schwammkörper (Taf. 1 Fig. 1-2) verbreitet. Sie zeigen (wenn nicht durch Pyrit überkrustet) eine komplexe Wandstruktur aus verschmolzenen Desmonen und dermalen Monaxonen. Nach diesen Merkmalen dürfte es sich um Lithistiden handeln. Eine vergleichbare (und kontemporäre) Schwammfauna wurde aus dem Obereozän der Ukraine beschrieben (PISERA 2000), enthält aber nach erster vorläufiger Einschätzung nicht die gleichen Taxa.

4.4.2 Anthozoa

Die Korallenvergesellschaftungen werden durch Arten der Gattung *Turbinolia* LAMARCK, 1816 dominiert. Drei Arten aus Latdorf-Sedimenten wurden beschrieben: *Turbinolia lamifera* KEFERSTEIN, 1859 (*lamellifera* in CAIRNS, 1997) und *T. attenuata* KEFERSTEIN, 1859 von Westeregeln und Sülldorf sowie *T. pygmaea* ROEMER, 1863 (Taf. 1 Fig. 5-6) von Latdorf. Nach der Revision von CAIRNS (1997) verbleiben die drei Arten in der Gattung *Turbinolia* und valid. Zahlreiche weitere Arten der Gattung *Turbinolia* sind aus dem westeuropäischen Mittel- bis Obereozän beschrieben worden. Die Möglichkeit, darunter konspezifische Taxa zu finden, wird als relativ hoch eingeschätzt. Eine weitere, häufige Art ist "*Trochocyathus*" cf. *glaber* PHILIPPI, 1863 (Taf. 1 Fig. 3-4). Daneben kommt noch die große, zylindrische Solitärkoralle "*Balanophyllia*" cf. *subcylindrica* PHILIPPI, 1843 (Taf. 1 Fig. 7) vor.

4.4.3 Bryozoa

Die Bryozoenvergesellschaftungen sind normalerweise wenig divers. Nur im Intervall O-1 sind Bryozoen recht zahlreich vertreten. In dieser Vergesellschaftung dominieren drei Taxa:

Stichoporina reussi STOLICZKA, 1862 (Taf. 1 Fig. 8),

Setosinella cf. *placentula* REUSS, 1867 (Taf.

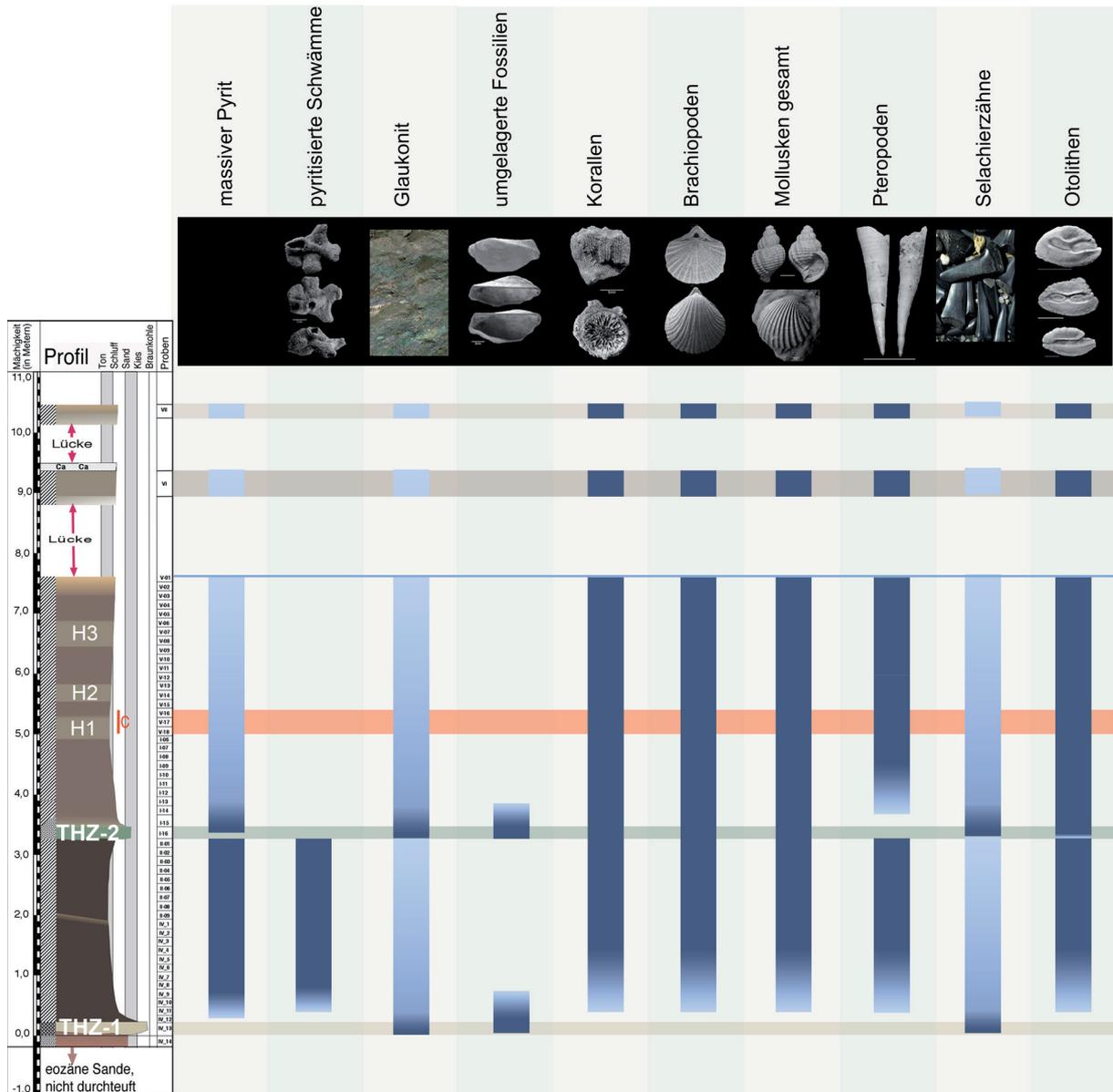


Abb. 9 Vertikale Verbreitung wichtiger anorganischer Komponenten (Glaukonit) sowie massiv pyritisierter Schwämme und umgelagerter (allotoper) Fossilien. Weiterhin ist die vertikale Reichweite von Korallen, Brachiopoden, Mollusken gesamt, Pteropoden, Selachierzähne und Fischotolithen dargestellt.

Fig. 9 Vertical range of some essential anorganic components (glaucanite) as well as of massive pyritized sponges and reworked (allotope) fossils. Furthermore the vertical range of corals, brachiopods, molluscs in summary, pteropods, selachian teeth, and fish otoliths is illustrated.

1 Fig. 9) und

Orbitulipora cf. petiolus LONSDALE (1850)
(Taf. 1 Fig. 12).

Zahlreichen lunulite Formen vervollständigen das Bild. Ramose Formen und Formen mit großen, fächerförmigen Kolonien sind im gesamten Profil nur vereinzelt nachgewiesen

worden. Eine Bearbeitung der Bryozoen ist inzwischen angelaufen (ZAGORSEK & MÜLLER in prep.).

4.4.4 Brachiopoda

Das untersuchte Profil ist überraschend reich an Brachiopoden, die sich im Wesentlichen auf zwei Arten beschränken:

Rhynchonellopsis vincenti (BOSQUET, 1862) (Taf. 1 Fig. 11) und *Orthothyris pectinoides* (v. KOENEN, 1894) (Taf. 1 Fig. 10). Beide Arten können im unteren Profiltteil gelegentlich in Massen vorkommen. *O. pectinoides* ist im unteren Zyklus häufig, im oberen Zyklus nur noch im Basissand (Intervall O-1, umgelagert?). Neben den beiden häufigen Arten sind gelegentlich noch *Pliothyris grandis* (BLUMENBACH, 1803), Reste einer *Disciniscia*, sowie jeweils ein Exemplar der Gattungem *Argyrotheca* und *Cryptopora* gefunden worden. Für *Cryptopora* ist das der Erstnachweis im Tertiär des Nordseebeckens.

R. vincenti ist außerhalb der mitteldeutschen Region bis heute (nach publizierten Daten) offensichtlich nur noch in den Sanden von Grimertingen (Sint Hubrechts/Hern Formation, Belgien) nachgewiesen worden (ALBRECHT & VALK 1943). Von *O. pectinoides* hingegen sind inzwischen mehrere Nachweise aus dem Priabonium zu verzeichnen, überwiegend aus Tiefwasserablagerungen: Ukraine (Zelinskaya, 1975), Ungarn (Kiszeller Ton, Bitner & Dulai, 2008) und Norditalien (Priabonium, Bitner & Dieni, 2005).

4.4.5 Serpulida

Burtinella turbinata (PHILIPPI, 1846), Taf. 1 Fig. 17.

B. turbinata kommt relativ häufig vor, vor allem an der sandigen Basis der oberen Parassequenz. Die Art wurde von v. KOENEN (1891) zu den Vermetidae gestellt. Vermutlich sind noch weitere „Vermetidenarten“ (v. KOENEN 1891) tatsächlich Serpuliden (vergleiche BIELER & PETIT 2011).

4.4.6 Mollusca

Gastropoda (Systematik nach BOUCHET, P. & ROCROI, J.-P. 2005)

Vetigastropoda SALVINI-PLAWEN, 1987

Trochoidea RAFINESQUE, 1815 – Solariellidae POWELL, 1951

Klassische „Archaeogastropoda“ treten im Material auffällig zurück. Lediglich zwei *Solariella*-Arten kommen durchgehend häufiger vor und gehören zum Kern der Fossilgemein-

schaft nahezu aller Horizonte:

Solariella cf. *plicatula* (v. KOENEN, 1892), Taf. 1 Fig. 13.

Solariella carinata (v. KOENEN, 1892), Taf. 1 Fig. 14-15.

Sorbeoconcha PONDER & LINDBERG, 1997

Cerithioidea FLEMING, 1822

Turritellidae LOVÉN, 1847

Turritellen gehören durch das ganze Profil zu den häufigeren Gastropoden. Insbesondere zwei Taxa sind zu nennen:

Haustator crenulatus (NYST, 1843), Taf. 1 Fig. 19 und

Protoma? infundibulum (v. KOENEN, 1891), Taf. 1 Fig. 20.

Siliquariidae ANTON, 1838

Tenagodus cf. *squamulosus* (v. KOENEN, 1891), Taf. 1 Fig. 23,

Tenagodus sp., Taf. 1 Fig. 22.

Beide Taxa kommen nur im Intervall I-D etwas häufiger vor. V. KOENEN (1889) beschrieb zwei Arten von Latdorf: *Siliquaria squamulosa* und *Siliquaria striolata*. Anhand besseren Materials ist eine mögliche Identität beider noch zu prüfen. Der früher gebräuchliche Gattungsname *Siliquaria* BRUGUIÈRE, 1789 musste zugunsten von *Tenagodus* GUETTARD, 1770 aufgegeben werden, da beide kurioserweise die gleiche Typusart haben (BIELER & PETIT 2011).

Scaliolidae JOUSSEAUME, 1912

Scaliola mohrensterni SEMPER, 1865.

S. mohrensterni gehört zu den allgemein verbreiteten und häufigen Kleingastropoden. Die Einlagerung von Sandkörnern in das Periostracum ist für diese Art charakteristisch – nur der Protoconch bleibt davon ausgenommen. Rezent kommt die Gattung mit wenigen Arten im Indopazifik vor.

Hypsogastropoda PONDER & LINDBERG, 1997 – Littorinimorpha GOLIKOV & STAROBOGATOV, 1975

Calyptraeoidea - Calyptraeidae LAMARCK, 1809

Calyptraea striatella (NYST, 1843), Taf. 2 Fig. 12.

Capuloidea FLEMING, 1822 - Trichotropidae H. & A. ADAMS, 1854

Cerithioderma cf. *nodosa* (v. KOENEN, 1891)
Cerithioderma sp.

Cerithioderma – Arten sind im westeuropäischen Eozän/Oligozän recht verbreitet (LOZOUET 1998). Heute kommt die Gattung zwar kosmopolitisch vor, hat aber ihren Schwerpunkt in kalten Meeren. Das steht deutlich im Kontrast zu der „warmen“ Fossilgemeinschaft der Silberberg-Formation. V. KOENEN (1891) beschrieb unter dem damals üblichen Gattungsnamen *Mesostoma* noch einige weitere Arten, vor allem von Latdorf.

Naticoidea GUILDING, 1834 - Naticidae GUILDING, 1834

Naticiden kommen im Material formenreich und auch zahlreicher vor. Allerdings ist die Taxonomie der merkmalsarmen und variablen Naticiden ziemlich verworren und wird von diversen Autoren nach wie vor recht unterschiedlich interpretiert (Welle, 2009). Immerhin können folgende Taxa recht sicher determiniert werden:

Sigatica hantoniensis (PILKINGTON, 1804), Taf. 2 Fig. 13;

Euspira dilatata (PHILIPPI, 1843), Taf. 2 Fig. 14;

Sigaretus rotundatus v. KOENEN, 1891, Taf. 2 Fig. 15.

Einige weitere Formen aus dem Naticiden – Spektrum entsprechen *Sigatica obovata* (J. DE C. SOWERBY in DIXON, 1850) und *Euspira achatensis* (RECLUZ), Taf. 2 Fig. 16, doch könnte sich durchaus noch mehr dahinter verbergen. Die Klärung der taxonomischen Probleme kann aber nur durch eine Revision der Gruppe gelöst werden, zumal ähnliche Formengruppen aus dem britischen Bartonium/Priabonium und dem Eozän des Pariser Beckens zu berücksichtigen sind. Man kann

sicher vorläufig die KOENEN'schen Namen verwenden. Deren Status ist aber unsicher.

Rissooidea GRAY, 1847 - Rissoidae GRAY, 1847

Die kleinen Alvanien stellen einen wichtigen Teil der Kleingastropoden und kommen in den meisten Horizonten in individuenreichen Populationen vor. Zu den wichtigsten Taxa gehören: *Alvania tenuisculpta* (BOETTERGER, 1869), Taf. 1 Fig. 16;

Alvania flexuosa (v. KOENEN, 1892), Taf. 1 Fig. 18;

Alvania semilaevis v. KOENEN, 1892;

Pusillina aff. *nana* (LAMARCK).

P. nana (LAMARCK) ist aus dem westeuropäischen Eozän bekannt (Frankreich, England). Die Atzendorfer Exemplare kommen dem eozänen Material recht nahe und könnten zur gleichen Art zu rechnen sein.

Stromboidea RAFINESQUE, 1815 - Strombidae RAFINESQUE, 1815

Ectinochilus planum (BEYRICH, 1854) (Taf. 2 Fig. 18-19);

Rimella sp. (Taf. 2 Fig. 20)

Tibia (Sulcogladus) excelsa (GIEBEL, 1864) (Taf. 2 Fig. 17).

Varicospira integra (v. KOENEN, 18899)

Vermutlich ist *Ectinochilus planum* die häufigste Gastropodenart und kommt in manchen Horizonten geradezu massenhaft vor. In der Regel sind die Gehäusespitzen mit Protoconch erhalten, während das übrige Gehäuse verdrückt ist und beim Schlämmen zerfällt. *Tibia (S.) excelsa* ist deutlich seltener, aber regelmäßig zu finden. Der Status von *Sulcogladus* wird aktuell unterschiedlich beurteilt: Entweder als Gattung oder als Untergattung von *Tibia*.

Tonnoidea SUTER, 1913

Cassidae LATREILLE, 1825

Cassidae bleiben im Atzendorfer Profil auffällig artenarm. Lediglich *Sconsia ambigua* (SOLANDER in BRANDER, 1766), Taf. 2 fig.

22 wurde regelmäßig angetroffen, im unteren (sandigen Bereich) von Schurf IV auch recht häufig.

Ranellidae GRAY, 1854

Sassia flandrica (DE KONINCK, 1837), Taf. 2 Fig. 21; kann als einzige regelmäßig vorkommende Art aus dieser Gruppe genannt werden. Die Typuslokalität Latdorf hat seinerzeit wesentlich arten- und individuenreicheres Material geliefert.

Vermetoidea RAFINESQUE, 1815 - Vermetidae RAFINESQUE, 1815

„*Vermetus*“ *cellulosus* v. KOENEN, 1891, Taf. 1 Fig. 16.

Weitere Taxa kommen sporadisch vor. VON KOENEN (1889) beschrieb zahlreiche Vermetidenarten, vor allem von Latdorf. Bei einem Teil davon dürfte es sich eher um Serpuliden handeln. Das muss aber durch eingehende Untersuchungen geklärt werden, wie auch Status und generische Position der eindeutig als Vermetiden aufzufassenden Taxa (Bieler & Petit, 2011).

Xenophoroidea TROSCHEL, 1852 - Xenophoridae Troschel, 1852

Xenophora solida v. KOENEN, 1867, Taf. 2 Fig. 11.

Ptenoglossa GRAY, 1853

Triphoroidea GRAY, 1847 - Cerithiopsidae H. & A. ADAMS, 1853

Die überwiegend sehr kleinen Nadelschnecken aus diesem Formenkreis gehören nahezu im gesamten Profil zu den häufigeren Gastropoden. Die Taxonomie dieser Gruppe ist sehr komplex und die zahlreichen, durch v. KOENEN (1891) aufgestellten Arten (im Original meist mit dem Gattungsnamen *Cerithium* belegt) sind seither nicht wieder revidiert worden. Unter dem bei Atzendorf nachgewiesenen Taxa sind folgende besonders auffällig

„*Cerithiopsis*“ *saxonicum* (v. KOENEN, 1891), Taf. 1 Fig. 24,

Cerithiopsis henckeliusi (NYST, 1836),

„*Cerithiella*“ *spicula* (v. KOENEN, 1891),

„*Cerithiella*“ *decurtata* (v. KOENEN, 1891),

Seila sp. aff. *detruncata* (v. KOENEN, 1891), ähnlich ist *S. helicoides* (EDWARDS).

Eulimoidea TROSCHEL, 1853 - Eulimidae TROSCHEL, 1853

Niso turris v. KOENEN, 1865, Taf. 2 Fig. 6.

Balcis alba naumanni (v. KOENEN, 1867), Taf. 2 Fig. 7.

Eulima sp., Taf. 2 Fig. 8.

Janthinoidea LAMARCK, 1812 - Aclididae SARS, 1878

Aclis sp. und *Aclis* (*Graphis*) *crinita* (v. KOENEN, 1891), (Taf. 2 Fig. 5) gehören zu den häufigeren Taxa.

Epitoniidae BERRY, 1910

V. KOENEN (1891) beschrieb eine große Anzahl von Epitoniiden, vor allem von Latdorf. Selbst wenn nicht alle diese Taxa eine Revision „überstehen“ werden, ist das doch eine enorme Vielfalt von weitgehend einer Lokalität. Dagegen sind die Epitoniiden im Atzendorfer Profil nur recht sporadisch vertreten – nur ein Taxon ist häufiger: *Pliciscala* sp. Daneben kommen seltener Reste einer „*Acrilla*“ und einer *Tenuiscala* vor, die sich im Moment nicht näher bestimmen lassen.

Pliciscala sp., Taf. 2 Fig. 1.

„*Acrilla*“ *curta* v. KOENEN, 1891, Taf. 2 Fig. 2.

Tenuiscala (*Cerithiscala*) sp., Taf. 2 Fig. 3.

Neogastropoda WENZ, 1938

Muricoidea DA COSTA, 1776 - Muricidae DA COSTA, 1776

Muriciden sind ebenfalls überraschend formenarm vertreten. Nur Typhinen mit

Typhis pungens (SOLANDER in BRANDER, 1766) und

Lyrotyphis schlotheimi (BEYRICH, 1854), Taf. 2 Fig. 23)

Konnten im gesamten Profil nachgewiesen werden, wenn auch nicht besonders häufig.

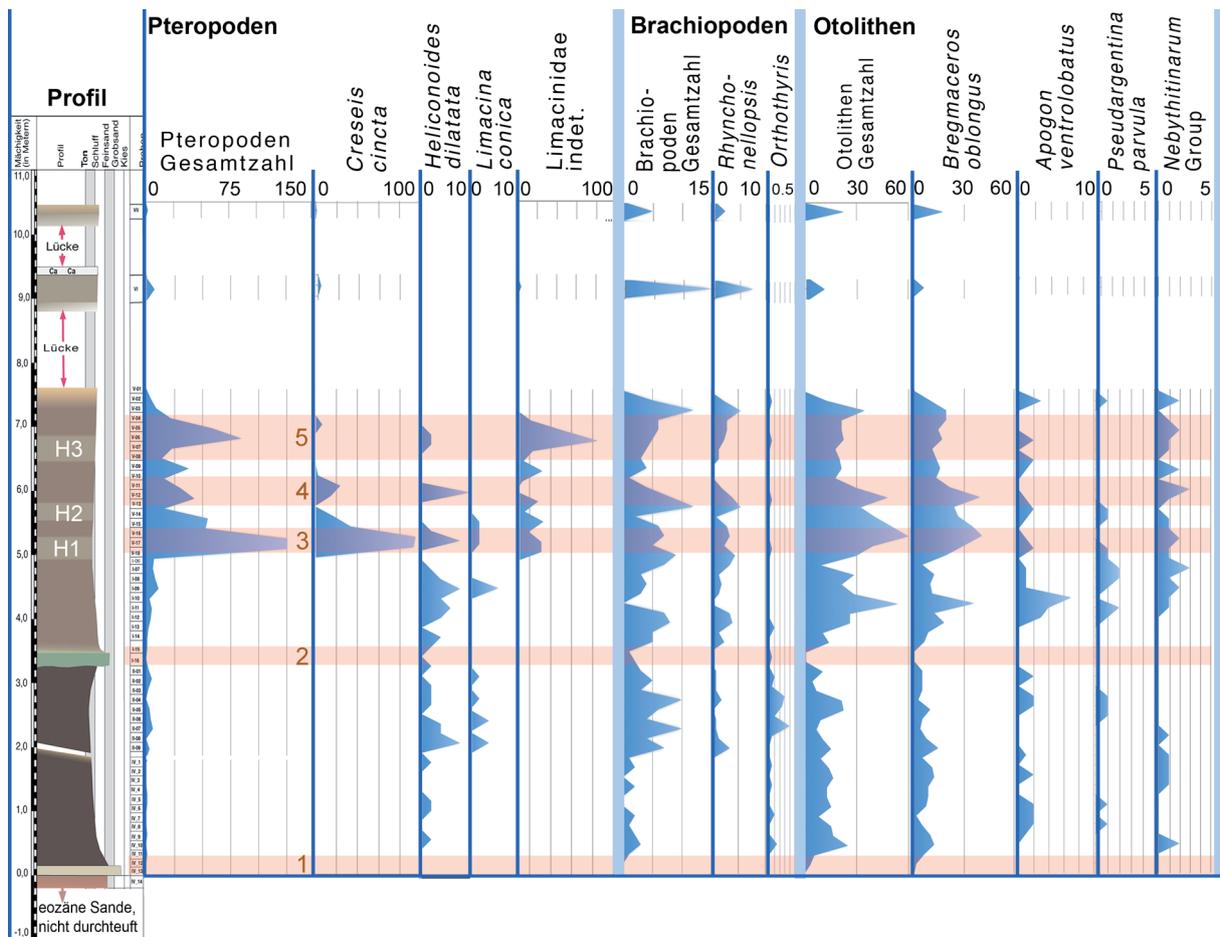


Abb. 10 Quantitative Auswertung der 15-cm-Proben für die Fossilgruppen Pteropoden, Brachiopoden und Fischotolithen. Die hellbraunen Balken 1-5 markieren wichtige faunistische Horizonte. 1: Transgressionskies des 1. Zyklus (Marbe-Sbfm.), karbonatfrei, umgelagerte Haizähne; 2: Basissand des 2. Zyklus' (Atzendorf-Sbfm.) mit umgelagerter (allotoper) und originärer (isotoper) Faunula - letztere ist eine spezielle Sandboden-Faunula; 3: *Creseis*-Horizont (*Creseis*-Acme); 4: nachlaufende zweite *Creseis*-Spitze; 5: Limacinen-Acme mit zahlreichen kleinen, stark verdrückten Limacinen.

Fig. 10 Quantitative analysis of 15-cm-samples concerning the fossil groups pteropods, brachiopods, and fish otoliths. The light brown bars 1-5 mark special faunistic horizons. 1: transgression lag of the 1th parasequence, carbonate free, containing reworked shark teeth; 2: basal sand of the 2th parasequence containing reworked (allotope) and normal (isotope) fossils - the latter belong to a special sandy bottom community; 3: *Creseis*-horizon (*Creseis*-acme); 4: second *Creseis*-peak; 5: *Limacina*-acme with numerous small, highly deformed *Limacina* shells.

Buccinoidea RAFINESQUE, 1815

Buccinidae RAFINESQUE, 1815

Pseudocominella bullatum (PHILIPPI, 1843),
Taf. 3 Fig. 1 und

Pseudoneptunea scalariformis (NYST, 1843);
Taf. 3 Fig. 2

Die beiden Arten sind zwei besonders charakteristische und häufige Bucciniden der Latdorf-Fauna. Nach Sammlungsmaterial (Univ. Halle/Saale) muss *P. bullatum* bei Latdorf teilweise in großen Mengen vorgekommen und gesammelt worden sein. Im Atzendorfer Profil sind sie nur in den beiden sandigen Basisbereichen der Parasequenzen häufiger angetroffen worden und bleiben sonst eher selten.

Fascioliidae GRAY, 1853

Diverse Fascioliiden sind sehr charakteristisch für die Latdorf-Fauna und auch im vorliegenden Material reichlich vertreten:

Clavilithes egregius (BEYRICH, 1856), Taf. 2
Fig. 24;

Dolicholaturus funiculosus (LAMARCK), Taf. 2
Fig. 25;

Streptochetus hecticus (v. KOENEN, 1889),
Taf. 2 Fig. 26;

C. egregius (BEYRICH, 1856) ist als letztes Glied einer eozänen Entwicklungslinie besonders auffällig und auch häufig. Auch *D. funiculosus* (LAMARCK) u.a. Vertreter der Latirus-Gruppe kann man als typisch eozäne Faunenelemente interpretieren, während *S. hecticus* (v. KOENEN, 1889) einer im Oligo-Miozän weit verbreiteten Gruppe angehört.

Volutoidea RAFINESQUE, 1815

Pseudolividae FISCHER, 1884

Fusulculus nodulosa (BEYRICH, 1854) (Taf. 2
Fig. 28).

Häufige und charakteristische Art.

Marginellidae FLEMING, 1828

Die kleinen Marginelliden mit ihren festen, porzellanigen Gehäusen bilden einen qualita-

tiv und quantitativ wesentlichen Bestandteil der Gastropodengemeinschaften. Am häufigsten sind

Marginella (Pescicula?) brevis v. KOENEN, 1890, Taf. 2 Fig. 31,

Marginella (Stazzania?) intumescens (v. KOENEN, 1890); Taf. 2 Fig. 29 und

Gibberula perovalis (v. KOENEN, 1890), Taf. 2 Fig. 30.

Olividae LATREILLE, 1828

Ancillus singularis v. KOENEN, 1886, Taf. 2
Fig. 32.

A. singularis, eine häufigere Art, ist eng verwandt mit *A. karsteni* (BEYRICH, 1853). Beide unterscheiden sich vor allem durch den Verlauf der Anwachsflächen (siehe SCHNETLER & BEYER 2008: p. 49). Daneben kommt noch eine schlankere Form vor, die wir vorläufig *A. digitalis* (v. KOENEN, 1889) zuordnen.

Volutomitridae GRAY, 1854

Conomitra sulcifera (v. Koenen, 1890), Taf. 3
Fig. 7 und

Conomitra inornata (BEYRICH, 1854), Taf. 3
Fig. 6)

Beide Arten sind im gesamten Profil häufiger angetroffen worden, erreichen ihre maximale Präsenz aber im Intervall O-1.

Volutidae RAFINESQUE, 1815

Volutilithes suturalis (NYST, 1836), Taf. 3 Fig. 5) und

Scaphella siemsseni (BOLL, 1851), Taf. 3 Fig. 4)

Beide Arten sind auffällige und wichtige Großgastropoden im gesamten Profil, kommen allerdings keineswegs häufig vor.

Conoidea FLEMING, 1822,

Die Conoidea sind im Material eine sehr formenreiche Gruppe, allerdings sind viele Taxa keineswegs übermäßig häufig. Vielmehr trifft gerade bei dieser Gruppe zu, dass eine hohe Diversität mit einer geringen Individuenzahl (Densität) gekoppelt ist. Die Turriden sind

derzeit teilweise schwer einzuordnen, da sich gerade innerhalb dieser Gruppe in den vergangenen Jahren eine Menge bezüglich der Taxonomie getan hat. Verglichen dazu ist der Stand bei der Latdorf-Fauna partiell hoffnungslos veraltet. Um die einzelnen Taxa überhaupt benennen zu können, sind wir bei den Artnamen geblieben, die v. KOENEN seinerzeit (1890) benutzt hat, versuchen aber, generisch zu aktualisieren, soweit das beim gegenwärtigen Stand der Dinge geht. Nachfolgend sind nur die häufigeren und charakteristischen Taxa aufgelistet, ohne nach Familien zu sortieren.

Conus (Hemiconus) plicatilis v. KOENEN, 1890, Taf. 3 Fig. 12.

Conorbis procerus v. KOENEN, 1890, Taf. 3 Fig. 8;

Asthenotoma cf. *helicoides* (EDWARDS, 1860), Taf. 3 Fig. 14;

Asthenotoma? sp., Taf. 3 Fig. 17;

Amblyacrum sp., Taf. 3 Fig. 21;

Bathytoma subcylindrica (v. KOENEN, 1890), Taf. 3 Fig. 18;

Benthomangelia pfefferi (v. KOENEN, 1867), Taf. 3 Fig. 23;

Cordieria gracilis (SANDBERGER, 1862), Taf. 3 Fig. 20;

Crassispira hoffmanni (PHILIPPI, 1843), Taf. 3 Fig. 3.

Gemmula odontophora (v. KOENEN, 1890), Taf. 3 Fig. 10;

Gemmula odontella (EDWARDS, 1861), Taf. 3 Fig. 11;

Gemmula laticlavia (BEYRICH, 1848);

„*Gemmula*“ cf. *bosqueti* (NYST, 1843);

Orthosurcula sp., Taf. 3 Fig. 19;

Pleurotomella vagans (KOCH & WIECHMANN, 1872).

„*Pleurotoma*“ cf. *semilaevis* (PHILIPPI, 1843), Taf. 3 Fig. 15.

„*Pleurotoma*“ *perversa* PHILIPPI, 1843, Taf. 3

Fig. 9;

„*Pleurotoma*“ *cathedralis* v. KOENEN, 1890, Taf. 3 Fig. 13;

Sorgenfreispira? sp., Taf. 3 Fig. 22;

Surcula eberti v. KOENEN, 1890;

Surcula tornatelloides v. KOENEN, 1890;

Tripia granulata (LAMARCK, 1804).

Crassispira hoffmanni PHILIPPI, 1843 gehört im Gesamtprofil ebenfalls zu den häufigeren Taxa, ist aber im basalen, sandigen Bereich von Profil IV besonders häufig.

Im Material fällt die links gewundene Art „*Pleurotoma*“ *perversa* PHILIPPI, 1843 besonders auf. Das Phänomen trifft bei Conoidea gelegentlich auf. Besonders Arten der rezenten Gattung *Antiplanes* ähneln oberflächlich der Latdorf-Art, womit aber keine engeren Beziehungen abgeleitet werden sollen. Die Latdorf-Art gehört sicher nicht in die direkte Umgebung von *Antiplanes*. Letzlich ist der Status dieser Art nach Protoconchvergleichen sicher besser zu verstehen.

Cancellarioidea GRAY, 1853 - Cancellariidae GRAY, 1853

Cancellariidae stellen einen wichtigen Teil der Gastropodengemeinschaften. V. Koenen (1889) beschrieb eine große Artenfülle, vor allem von Latdorf. Da in dieser Gruppe doch eine hohe Variabilität herrscht, ist diese hohe Zahl von Arten sicher auch durch Benennung von Varianten einer Art zustande gekommen. Ohne Revision sind manche Stücke kaum sicher zu benennen.

Admetula ex gr. *evulsa* (SOLANDER, 1766), Taf. 3 Fig. 25.

Bonellitia aff. *rugosa* (v. KOENEN, 1889), Taf. 3 Fig. 27;

Coptostoma planistria (v. KOENEN, 1889), Taf. 3 Fig. 31;

„*Cancellaria*“ *laevigata* v. KOENEN, 1889, Taf. 3 Fig. 26;

Unitas excellens (BEYRICH, 1856);

Unitas harpa (v. KOENEN, 1889);

Unitas cf. *labratula* (v. KOENEN, 1889), Taf. 3 Fig. 28;

Unitas cf. *elongata* (NYST, 1843), Taf. 3 Fig. 32;

Unitas granulata (NYST, 1845), (könnte sich auch *U. regiusi* WELLE, 2009 handeln);

Unitas sp., Taf. 3 Fig. 29;

Babylonella cf. *pusilla* (PHILIPPI, 1843) Taf. 3 Fig. 30;

Sveltella cf. *nana* (DESHAYES, 1864), Taf. 3 Fig. 33.

Superorder Heterobranchia GRAY, 1840

Omalogyroidea SARS, 1878 - Omalogyridae SARS, 1878

Omalogyra elatum (v. KOENEN, 1892), Taf. 1 Fig. 23.

Architectonicoidea GRAY, 1850

Architectonicidae GRAY, 1850

Architectonicidae sind mit mehreren Arten vertreten. Am häufigsten sind:

Architectonica (s.l.) *dumonti* (NYST, 1843), Taf. 4 Fig. 1;

Architectonica (s.l.) *ewaldi* (v. KOENEN, 1891), Taf. 4 Fig. 2;

Architectonica (s.l.) sp., Taf. 4 Fig. 3 und

Granosolarium canaliculatum (LAMARCK), Taf. 4 Fig. 4.

Während *A. dumonti* und *A. ewaldi* im ganzen Profil vorkommen, ist *G. canaliculatum* nur im basalen (sandigen) Bereich von Schurf IV häufiger angetroffen worden.

Mathildidae DALL, 1889

Mathilda scabrella SEMPER, 1865, Taf. 4 Fig. 5, ist nahezu im gesamten Profil vorhanden und gehört zu den häufigeren Arten.

Pyramidelloidea GRAY, 1840 - Pyramidellidae GRAY, 1840

Die merkmalsarmen Pyramidelliden kommen in großer Zahl im gesamten Profil vor und bilden einen wesentlichen Teil der mikromorphen Gastropoden. Der Status vieler

Arten muss als unsicher gelten. Häufig sind

Menestho aglaja (SEMPER, 1862),

Odostomia evoluta v. KOENEN, 1891 (vielleicht zur Gattung *Belonidium* zu stellen), Taf. 4 Fig. 7;

Syrnola sp., Taf. 4 Fig. 6;

Turbonilla impressa v. KOENEN, 1891, Taf. 4 Fig. 8;

„*Turbonilla*“ *intumescens* v. KOENEN, 1891

„*T.*“ *intumescens* ist vielleicht zu *Cossmannia* zu stellen. Die Abbildungen in v. KOENEN, 1891 zeigen leider keinen Protoconch.

Intraorder Euthyneura SPENGLER, 1881

Suborder Cephalaspidea P. FISCHER, 1883

Actaeonoidea D'ORBIGNY, 1835 - Actaeonidae D'ORBIGNY 1835

Crenilabium tenue v. KOENEN, 1892

Tornatellaea punctatosulcata PHILIPPI, 1843.

Ringiculoidea PHILIPPI, 1853 - Ringiculidae PHILIPPI, 1853

Ringicula aperta v. KOENEN, 1892 (Taf. 4 Fig. 9).

Sehr häufige und oft dominante Art in den Kleingastropoden-Vergesellschaftungen.

Philinoidea GRAY, 1850,

Haminoeidae PILSBRY, 1895 und Cylichnidae H. & A. ADAMS, 1854

Atys clara v. KOENEN, 1892, Taf. 4 Fig. 12;

Cylichna interstincta v. KOENEN, 1892, Taf. 4 Fig. 10;

Volvula intumescens v. KOENEN, 1892, Taf. 4 Fig. 11.

Im insgesamt relativ breiten Spektrum dieser Gastropodengruppe sind die drei aufgeführten Arten besonders häufig und stellen einen wesentlichen Anteil im Kreis der Kleingastropoden.

Thecosomata BLAINVILLE, 1823/4 - Euthecosomata MEISENHEIMER, 1905

Limacinoidea BLAINVILLE, 1823

Limacinidae BLAINVILLE, 1823

Limacina dilatata v. KOENEN, 1894, Taf. 4 Fig. 13;

Limacina sp. indet.;

Heliconoides conica v. KOENEN, 1894, Taf. 4 Fig. 14.

Cavoliniidae D'ORBIGNY, 1842

Creseis cincta v. KOENEN, 1894, Taf. 4 Fig. 15-16.

Pteropoden sind im Atzendorfer Profil auffällig häufig, zuweilen sind regelrechte Massenauftritte dokumentiert. Für die Biostratigraphie/Eventstratigraphie sind die Horizonte mit Massenvorkommen von *C. cincta* von besonderem Interesse, da sie die Möglichkeit der Korrelation über große Distanzen bieten.

4.4.7 Scaphopoda

Fissidentalium acutum (HEBERT, 1849), Taf. 6 Fig. 2-3;

Dentalium geinitzi v. KOENEN, 1892, Taf. 6 Fig. 1;

Gadila cucuma (v. KOENEN, 1892), Taf. 6 Fig. 4.

Die drei angeführten Arten sind durchweg häufig, *F. acutum* kommt in manchen Horizonten sehr häufig vor und ist dann die makroskopisch auffälligste Molluskenart. Das Scaphopodenspektrum umfasst aber noch eine Reihe weiterer, seltenerer Taxa.

Bivalvia

Nuculoidea GRAY, 1824 - Nuculidae GRAY, 1824

Nuculidae sind zwar nicht selten, aber wegen ihrer fragilen Schalenstruktur schwer in kompletten und bestimmbaren Klappen zu bergen. Am häufigsten sind:

Nucula decheni PHILIPPI, 1846 und

Nucula cf. *rugulosa* v. KOENEN, 1893.

Nuculanoidea H. & A. ADAMS, 1858 - Nuculanidae A. ADAMS, 1858

Im Gegensatz zu den Nuculidae kommen einige kleine Nuculanidea in einzelnen Horizonten in großen Mengen vor:

Saccella galeottina (NYST, 1843), Taf. 4 Fig. 21-22;

Nuculana brevis (v. KOENEN, 1893), Taf. 4 Fig. 17-18;

Nuculana perovalis (v. KOENEN, 1893), Taf. 4 Fig. 19-20.

S. galeottina läuft durch das gesamte Profil und ist eine der häufigsten Molluskenarten überhaupt. *N. brevis* (v. KOENEN, 1893) und *N. perovalis* (v. KOENEN, 1893) dagegen bleiben weitgehend auf den Profilabschnitt I-D beschränkt (Sand!).

Limopsoidea DALL, 1895

Glycymerididae NEWTON, 1822

Glycymeris sp., Taf. 4 Fig. 30, überwiegend kleine und juvenile Exemplare kommen nur in den sandigen Horizonten (U-2 und O-1) häufiger vor.

Limopsidae DALL, 1895

Limopsis costulata (GOLDFUSS, 1826);

Limopsis iniquidens (SANDBERGER, 1861).

Beide Arten sind über das Gesamtprofil recht verbreitet, aber nicht häufig. Gerade von *L. costulata* sind aber von anderen Orten Massenvorkommen bekannt (Latdorf, Hallesche Sammlung).

Arcoidea LAMARCK 1809 - Arcidae LAMARCK 1809

Bathyarca bellula (WIECHMANN, 1874) und

Arcopsis perpusilla v. KOENEN, 1893

In großen Teilen des Profils, mit Ausnahme der grob sandigen Bereiche, sind *B. saxonica* und *A. perpusilla* häufige und charakteristische Taxa. Weitere Arcoiden sind im Intervall O-1 gefunden worden (diverse Vertreter von *Barbatia*, *Arca*, *Anadara* und *Hawaiarca*). Die sporadischen Vorkommen belegen einen größeren Artenreichtum dieser Gruppe in benachbarten Flachwasserarealen auch mit Hartsubstraten.

Mytiloidea RAFINESQUE, 1815 - Mytilidae RAFINESQUE, 1815

Aus faziellen Gründen sind Mytiliden in der Silberberg-Formation selten zu finden. Einzige häufigere Mytilidenart ist *Crenella scrobiculata* v. KOENEN, 1893.

Pectinoidea Rafinesque, 1815 - Pectinidae RAFINESQUE, 1815

Lentipecten corneus (SOWERBY, 1812), Taf. 4 Fig. 27;

Similipecten hauchecornei (SPEYER & v. KOENEN, 1884), Taf. 4 Fig. 23-24;

Chlamys bellicostatus (WOOD, 1861), Taf. 4 Fig. 25-26.

Die beiden glattschaligen Pectiniden *L. corneus* und *D. hauchecornei* kommen in nahezu allen Horizonten häufig vor und gehören zu den charakteristischen Muscheln. *Chlamys bellicostatus* und andere, seltene Arten zeigen stärkere Häufigkeitsschwankungen oder sind überhaupt nur in Intervall O-1 in messbarer Anzahl zu finden gewesen.

Anomiidae RAFINESQUE, 1815

Die kleinen, silberglänzenden Schalen von *Anomia asperella* PHILIPPI, 1846 gehören zum festen Bestand der Fauna.

Malleidae LAMARCK, 1819

In Intervall O-1 kommt *Vulsella martensi* v. KOENEN, 1893 etwas häufiger vor (manchmal an Echinidenstacheln angeheftet), ist aber sonst nur ganz vereinzelt angetroffen worden.

Lucinoidea FLEMING 1828

Lucinidae FLEMING, 1828 und Ungulinidae H. & A. ADAMS, 1857

Gonimyrtea gracilis (NYST, 1843), Taf. 4 Fig. 32;

Gibbolucina incomposita (v. KOENEN, 1893);

Diplodonta declivis (v. KOENEN, 1893).

Insgesamt treten Lucinoiden in den Muschelgesellschaften deutlich zurück. Nur *G. gracilis* und *D. declivis* kommen zumindest in Intervall I-D häufiger vor.

Carditoidea FLEMING, 1820 – Carditidae FLEMING, 1820

Cyclocardia cf. *dunkeri* (PHILIPPI, 1847), Taf. 4 Fig. 29;

Cyclocardia sp., Taf. 4 Fig. 28.

Triodonta deleta v. KOENEN, 1893

Carditidae sind von den sandigen Lagen bis zu den kompakten, tonigen Profilbereichen häufig, vor allem *C. cf. dunkeri* und *T. deleta*.

Crassatelloidea FERUSSAC, 1822

Astartidae ORBIGNY, 1844 und Crassatellidae FERUSSAC, 1822

Astarte pseudomali (BOSQUET, 1859),

Crassatina (*Chattonia*) *astarteiformis* (NYST, 1843), Taf. 4 Fig. 31.

Astarten sind im Latdorfium noch selten und treten erst ab basalem Rupelium in großen Mengen auf. Nur *A. pseudomali* ist regelmäßig beobachtet worden. Die Art wurde von v. KOENEN als *A. kickxi* NYST, 1835 bestimmt (pers. comm. R. MARQUET, Brüssel). *C. astarteiformis* ist als offensichtlich sehr substratabhängige Art nur im Sand O-1 häufiger.

Chamoidea LAMARCK 1809 - Chamidae LAMARCK, 1809

Anisodonta rugifera v. KOENEN, 1893, Taf. 5 Fig. 5,

Chama monstrosa PHILIPPI, 1846.

A. rugifera ist im Schluff nicht selten, aber wegen ihrer Dünnschaligkeit oft nur fragmentarisch erhalten. *Ch. monstrosa* PHILIPPI, 1846 ist nur im Intervall O-1 nachgewiesen worden, dann meist abgerieben (umgelagert).

Arcticoidea NEWTON, 1891 - Trapeziidae LAMY, 1920

Petalocardia postera (v. KOENEN, 1893), Taf. 5 Fig. 4;

Die kräftig skulpturierte *P. postera* ist eine typische „Latdorf-Muschel“ und in O-1 nicht selten.

Cardioidea OKEN, 1818 - Cardiidae OKEN, 1818

Laevicardium (*Habecardium*) *tenuisulcatum*

(NYST, 1836), 1826, Taf. 5 Fig. 2;

Parvicardium rectispina (v. KOENEN, 1893),
Taf. 5 Fig. 3;

Nemocardium cf. *semilineatum* v. KOENEN,
1894.

L. cingulatum kommt in den sandigen
Horizonten häufiger vor und ist sonst selten.
Durchgehend präsent und zuweilen recht häu-
fig sind die meist kleinen, stachelschuppigen
Klappen von *P. rectispina* (v. KOENEN, 1893).
N. semilineatum ist eine seltenere Art.

Glossoidea GRAY, 1847 - Glossidae GRAY,
1847

Meiocardia sacki (PHILIPPI, 1846).

M. sacki kann als typische „Latdorf-Mus-
cheln“ gelten und ist im Sand O-1 nicht selten,
sonst aber eher sporadisch verbreitet.

Veneroidea RAFINESQUE, 1815 - Veneridae
RAFINESQUE, 1815

Circe (s. lat.) *edwardsi* v. KOENEN, 1867, Taf.
5 Fig. 1.

Recht häufige Art, durch die Mantelbucht
relativ klar von anderen, ähnlichen Veneriden
abzugrenzen.

Galeommatoidea J.E. GRAY, 1840 - Galeom-
matidae J.E. GRAY, 1840

Lepton trigonulum v. KOENEN, 1893 ist in
zahlreichen Horizonten ermittelt worden und
ist ein verbreitetes, wenn auch nicht häufiges
Faunenelement im Profil.

Tellinoidea BLAINVILLE, 1814

Tellinidae BLAINVILLE, 1814

Tellina conspicua v. KOENEN, 1894, Taf. 5
Fig. 7;

Tellina aff. *lamellata* EDWARDS, Taf. 5 Fig. 8.

V. KOENEN (1894) hat einige Tellinen be-
schrieben, von denen im Atzendorfer Pro-
fil die extrem langgestreckte, konzentrisch
berippte *T. conspicua* im Intervall O-1 häufig
ist, woanders aber weitgehend fehlt. In O-1
ist neben genannter Art noch die rundlichere,
ebenfalls konzentrisch berippte *T. aff. lamel-*

lata gefunden worden. Die Beschränkung der
Tellinen und einiger *Abra*-Arten auf O-1 ist
sehr auffällig (Sandboden-Spezialisten).

Semelidae STOLICZKA, 1870

Abra brevis (BOSQUET, 1852), Taf. 5 Fig. 6;

Abra cf. *bosqueti* (SEMPER, 1861), Taf. 5 Fig.
9.

Abra protensa (v. KOENEN, 1894), Taf. 5 Fig.
10.

Neben den eben genannten Tellinen stel-
len die beiden häufigen Arten *A. brevis* und
A. protensa einen weiteren wichtigen Aspekt
der eigenartigen Muschelgemeinschaft des
Intervalls O-1 dar. Im übrigen Profil kommen
häufiger unbestimmbare Schlossfragmente
von *Abra* vor.

Myacea LAMARCK, 1807 - Corbulidae LA-
MARCK, 1818

Corbuliden stellen in vielen Horizonten
einen wesentlichen Teil der Kleinmuschel-
Gemeinschaften. Dabei sind im wesentlichen
vier Taxa beteiligt:

Caestocorbula henckeli (NYST, 1836), Taf. 5
Fig. 13;

Corbula descendens v. KOENEN, 1894, Taf. 5
Fig. 14 und 19;

Corbula conglobata v. KOENEN, 1894, Taf. 5
Fig. 15-18.

Pholadomyoidea GRAY, 1847 - Pholadomy-
idae GRAY, 1847

Die großen, silbern glänzenden und oft
doppelklappig erhaltenen Exemplare von
Pholadomya weissei PHILIPPI, 1846, Taf. 5
Fig. 11; gehören zu den auffälligsten Mol-
lusken im gesamten Profil. Sie kommen in
manchen Lagen der schluffig-tonigen Hori-
zonte recht häufig vor.

Clavagelloidea ORBIGNY, 1844 – Clavagelli-
dae ORBIGNY, 1844

Clavagella (Stirpulina) cf. *goldfussi* PHILIP-
PI, 1851 (Taf. 5 Fig. 12) ist durch ein ziemlich
komplettes Set von Tuben aufgefallen. Bei
Durchsicht der Schlämmrückstände konnten

dann zahlreiche Röhrenfragmente ermittelt werden. Demnach ist die Art eigentlich recht häufig, wird aber nach Fragmentierung der Tuben kaum noch erkannt. Da wir die Muscheln selbst nicht in situ gesehen haben, erfolgt die Bestimmung mit Vorbehalt. Stirpulina wird von einigen Autoren auch als eigenständige Gattung betrachtet.

Thracioidea STOLIZCKA, 1870 - Thraciidae STOLIZCKA, 1870

Thracia scabra v. KOENEN, 1894 (Taf. 5 Fig. 23 und 24), ist eine häufige Art im gesamten Profil, wegen ihre Dünnschaligkeit in Relation zur Gehäusegröße aber so fragil, dass in der Regel nur schwer bestimmbare Fragmente der Schloßregion gefunden werden.

Verticordoidea STOLIZCKA, 1870 - Verticordiidae STOLIZCKA, 1870

Verticordia angusticotata PHILIPPI, 1846, Taf. 5 Fig. 29, ist eine häufigere Art, allerdings oft nur fragmentarisch erhalten. Niveau O-1 lieferte einige gut erhaltene Klappen.

Cuspidaroidea DALL, 1886

Cuspidariidae DALL, 1886

Cuspidaria bisculpta (v. KOENEN, 1894), Taf. 5 Fig. 27;

Cuspidaria aff. *inflexa* v. KOENEN, 1894, Taf. 5 Fig. 26;

Cuspidaria cf. *aloidiformis* GLIBERT & HEINZELIN, 1954, Taf. 5 Fig. 25;

Cuspidaria? sp., Taf. 5 Fig. 30.

Cuspidarien gehören zu den häufigen Kleinschalen. Allerdings sind die Schalen wegen der Fragilität häufig defekt. Zahlreiche Fragmente lassen sich nicht sicher zuordnen und deuten das Vorkommen weitere Taxa dieser Gruppe an. Ähnliches trifft für *Spheniopsis* zu.

Spheniopsidae GARDNER, 1928

Spheniopsis curvata (v. KOENEN, 1894), Taf. 5 Fig. 20;

Spheniopsis sp., Taf. 5 Fig. 22.

Poromyoidea DALL, 1871 - Poromyidae DALL,

1871

Neaeroporomya sp., Taf. 5 Fig. 29.

Cephalopoda - Nautiloidea

Ein großes Stück eines primär um wohl 30-35 cm Durchmesser aufweisendes Nautilidengehäuse wurde im Aushub von Schurf IV gefunden. Vermutlich gehört das Stück zu einer *Cimomia* oder *Aturia*. *Nautilus camera-tus* v. KOENEN, 1894 dürfte ebenfalls dieser Gruppe zuzurechnen sein.

4.4.8 Crustacea

Ostracoda sind in den Proben recht verbreitet angetroffen worden. Sie sind aber bisher nicht bearbeitet. Regelmäßig wurden auch Chelae dekapoder Krebse gefunden, vor allem kleinwüchsiger Krabben.

4.4.9 Echinodermata – Echinoidea

Am auffälligsten sind die großen Primärstacheln von *Stereocidaris anhaltina* (GIEBEL), (Taf. 6 Fig. 6-7). Im Kleinmaterial kommen auch Stachel von Diadematoidea häufiger vor. Schließlich sind einige kleinere Coronen vorläufig als *Maretia* sp. (Taf. 6 Fig. 5) bestimmt worden. Diese endobenthisch lebende Gruppe zeigt trotz der Fragilität der dünnen Coronen das beste Fossilisationspotential, wohl aufgrund der Lebensweise.

4.4.10 Ichthyofauna

Die globale Struktur der Fischfauna zeigt eine auffällige Divergenz zwischen Selachiern und Teleostern. Während Otolithen praktisch zu den häufigsten Fossilien in der Größenklasse zwischen 1 und 5 Millimetern gehören, sind Selachierzähne insgesamt außerordentlich (und überraschend) selten. Nur die basalen Transgressionskiese mit den umgelagerten, eozänen Zähnen bilden davon eine Ausnahme. Leider sind diese oft bis zur Unbestimmbarkeit abgeschliffen, und nur *Macrorrhizodus praecursor* (LERICHE, 1904) konnte einigermaßen sicher identifiziert werden.

Rückblickend auf die vergangenen etwa 150 Jahre ist es schon erstaunlich, dass über Selachier dieser fossilreichen Schichten wenig Verwertbares publiziert worden ist. Lediglich

bei GIEBEL (1858) findet sich eine Zusammenstellung von Selachiern, welche damals nach der großen, mehrbändigen Monographie von Agassiz bestimmt wurden: Giebel listet folgende Taxa auf (aktuelle Nomenklatur dazu gesetzt, soweit interpretierbar):

<i>Carcharodon angustidens</i> Ag. =	
<i>Carcharocles angustidens</i> (AGASSIZ, 1843)	
<i>Carcharodon heterodon</i> Ag. = ?	
<i>Otodus apiculatus</i> Ag. = ?	
<i>Otodus appendiculatus</i> Ag. = ?	<i>Striatolamia?</i>
<i>Lamna elegans</i> Ag. = ?	
<i>Glyphis germanica</i> = ?	
<i>Notidanus primigenius</i> Ag. =	<i>Notorhynchus primigenius</i> (AGASSIZ, 1843)
<i>Galeocерdo minor</i> Ag. = ?	

Die Liste zeigt ausschließlich großwüchsige Taxa – kleinwüchsige Taxa mit sehr kleinen Zähnen (Squalidae, Dasyatidae, Rajidae u.a.) wurden damals nicht gesammelt und berücksichtigt. Unter den wenigen großwüchsigen Selachiern des Atzendorfer Materials sind lediglich *Notorhynchus primigenius* (AGASSIZ, 1843) und *Odontaspidier* (*Carcharias* sp.) zu nennen. Sie sind auch in GIEBELS Liste von Latdorf zu finden. Im Kleinmaterial dominiert *Squalus alsaticus* (ANDREAE, 1892), alles andere sind seltene Einzelfunde. Aus dem neu gewonnenen Material ergibt sich folgende vorläufige Liste:

<i>Notorhynchus primigenius</i> (AGASSIZ, 1843);
<i>Squalus alsaticus</i> (ANDREAE, 1892);
<i>Macrorrhizodus praecursor</i> (LERICHE, 1904), Taf. 6 Fig. 12;
<i>Scyliorhinus</i> sp., Taf. 6 Fig. 13;
<i>Carcharias</i> sp., Taf. 6 Fig. 8-9;
<i>Dasyatis</i> sp., Taf. 6 Fig. 10;
<i>Raja</i> sp.

Otolithen sind in Relation zu den Selachierzähnen sehr häufig – im Durchschnitt sind zwischen etwa 10 und 20 Exemplare pro Kilogramm (getrocknetes) Sediment ermittelt worden, manchmal auch noch deutlich mehr (Abb. 10). Allerdings geht ein großer Teil da-

von nur auf eine dominierende Art zurück: den kleinen Einhorndorsch *Bregmaceros oblongus* SCHWARZHANS, 1977, dessen Otolithen oft massenhaft vorkommen. Weitere, besonders häufige und signifikante Taxa sind:

<i>Hildebrandia fallax</i> (KOKEN, 1891), Taf. 6 Fig. 14;
<i>Nettastoma lenticularis</i> (KOKEN, 1884), Taf. 6 Fig. 11;
<i>Pseudargentina parvula</i> (KOKEN, 1891), Taf. 6 Fig. 19;
<i>Synodontidarum indansi</i> SCHWARZHANS, 1977, Taf. 6 Fig. 15;
<i>Bregmaceros oblongus</i> SCHWARZHANS, 1977, Taf. 6 Fig. 18;
<i>Phycis magdeburgensis</i> MÜLLER & ROSENBERG, 2000, Taf. 6 Fig. 16-17;
<i>Protobrotula ensiformis</i> (STEURBAUT & HERMAN, 1978), Taf. 6 Fig. 22;
<i>Coelorhynchus</i> sp., Taf. 6 Fig. 21;
„genus <i>Macrouridarum</i> “ <i>altus</i> (NOLF, 1972), Taf. 6 Fig. 20
„genus <i>Neobythitinarum</i> “ <i>brevis</i> NOLF, 1974, Taf. 6 Fig. 25-26;
<i>Hoplobrotula</i> sp., Taf. 6 Fig. 23;
„genus <i>Antennariidarum</i> “ sp., Taf. 6 Fig. 30;
<i>Epigonus</i> sp., Taf. 6 Fig. 39;
<i>Trachichthodes</i> sp., Taf. 6 Fig. 31;
<i>Diplectrum? anhalticus</i> MÜLLER & ROZENBERG 2000, Taf. 6 Fig. 27;
<i>Parascombrops martini</i> GAEMERS & HINSBERGH, 1978, Taf. 6 Fig. 32;
<i>Apogon ventrolobatus</i> SCHWARZHANS, 1977, Taf. 6 Fig. 33
<i>Cepola bartonensis</i> SCHUBERT, 1915, Taf. 6 Fig. 38;
<i>Trachinus biscissus</i> KOKEN, 1884, Taf. 6 Fig. 41-42;
<i>Champsodon spinosus</i> SCHWARZHANS, 1977, Taf. 6 Fig. 40;

Callionymus schuermanni SCHWARZHANS, 1977,

Rhombocitharus romboides SCHWARZHANS, 1973.

Insgesamt liegen einige 1000 Otolithen vor, die sich auf über 60 Taxa verteilen. Eine spezielle Bearbeitung der Fischfauna ist in Vorbereitung (MÜLLER in Vorb.).

5. Wichtige Tendenzen bei der Faunenentwicklung und biofazielle Interpretation

Prinzipiell ist das gesamte Profil fossilführend. Allerdings beschränkt sich die Fossilführung im basalen Transgressionskies (Intervall U-1) auf die eben erwähnten, stark abgerollten Haizähne. Der einzige besser erhaltene Zahn kann dem eozänen *Macrorhizodus praecursor* zugeordnet werden, weitere Zähne konnten zumindest als Odontaspidier identifiziert werden. Offensichtlich handelt es sich um umgelagertes, eozänes Material. Als Quelle kommen die marinen Sande der Gehlberg-Formation (Bartonium bis Priabonium) in Frage. Da am gegebenen Ort die Silberberg-Formation direkt auf Untereozän aufliegt, müssen die Sedimente der (aus regionaler Sicht sicher) ehemals vorhandenen marinen Gehlberg-Formation in der Umgebung komplett aufgearbeitet worden sein. Die umgelagerten, eozänen Haizähne stammen also mit höchster Wahrscheinlichkeit aus aufgearbeiteten Sedimenten der Gehlberg-Fm.

Der nachfolgende Abschnitt (U-2, Sande mit einzelnen Kiesnestern) ist durch überdurchschnittlich häufige Funde von großwüchsigen Gastropoden gekennzeichnet. Vor allem *Pseudoneptunea* und *Pseudocominella* haben hier ihr Hauptvorkommen, sind aber nicht auf diesen Horizont beschränkt. Pteropoden kommen hier noch sehr selten vor, ebenso die sonst sehr häufigen Otolithen von *Bregmaceros*. Häufiger sind dagegen Otolithen von *Trachinus*. Auch die einzigen Nachweise von Myripristinen sind an den basalen Bereich des Profils gebunden. Mit Übergang in das feinkörnigere Sediment von U-3 nehmen die

großwüchsigen Mollusken allmählich in der Häufigkeit ab. *Trachinus*-Otolithen u.a. selteneren Fischarten verschwinden ganz. Dafür steigt die Häufigkeit von Pteropoden (*Heliconoides* und *Limacina*) langsam und kontinuierlich an (Abb. 10), ebenso von *Bregmaceros*. Die ersten pyritisierten Schwämme erscheinen, und neben *Rhynchonellopsis vincenti* schiebt sich eine weitere, charakteristische Brachiopodenart in den Vordergrund: *Orthothyris pectinoides*. Im Abschnitt U-4 erreichen die Pteropodengattungen *Limacina* und *Heliconoides* ihr Gesamtmaximum und sind durch zahlreiche großwüchsige Exemplare belegt. In diesem Intervall liegt auch das Hauptvorkommen der pyritisierten Schwämme. In den Fischassoziationen ist *Bregmaceros* dominant und in großer Individuenzahl vertreten.

Mit der einsetzenden Vergrößerung des Sediments in U-5 gehen die Pteropoden zurück, ebenso *Bregmaceros*. Auch die pyritisierten Schwämme nehmen ab. Im Gegenzug steigt der Anteil größerer Mollusken (Gastropoden) wieder etwas an.

Der grobe, glaukonitische Sand von Intervall O-1 zeigt in der Fossilführung einen scharfen Kontrast zum Schluff darunter und darüber. Zunächst enthält er zahlreiche abgerollte und oft auch korrodierte Fossilien, darunter Korallen, Bryozoen, Mollusken (*Arcidae*, *Glycimeris*, Austern, *Carditen*), Haizähne und Otolithen sowie einzelne seltene Taxa, die sonst nicht im Profil beobachtet wurden (z.B. *Emarginula*). Auf der anderen Seite steht das Massenvorkommen mancher Mollusken in geadezu perfekter Erhaltung. Vor allem Muscheln sind hier zu nennen: *Limopsis*, *Cardita*, *Tellina*, *Abra*, *Corbuliden* u.a. Dazu gesellen sich Solitärkorallen (*Turbinolia*), lunuliforme Bryozoen und zahlreiche Otolithen. Diese Mischung repräsentiert eine schlecht erhaltene, umgelagerte Komponente (allotop) und eine perfekt erhaltene, isotope Komponente mit etlichen spezialisierten Sandbewohnern, die nur in diesem Sediment gefunden wurden oder in anderen Profilabschnitten extrem selten sind. Der Sand ist offensicht-

tlich ein Derivat umgelagerter Sedimente aus dem Liegenden und enthält umgelagerte Fossilien in mehr oder weniger großer Zahl. Ferner erfolgte in diesem Abschnitt ein Antransport von Material aus der Umgebung mit Hartsubstratbewohnern. Sie können von benachbarten Muschelkalkhochlagen stammen. Viel wahrscheinlicher ist jedoch, dass damals eine völlig andere Situation existierte und die benachbarte Muschelkalkhochlage erst später, im Zuge weiterer halokinetischer Bewegungen, ihre heutige Position erreichte. Wahrscheinlicher ist eine Schüttung aus dem Scheitel des Salzsattels im Südwesten, da im Material Ooide des Rogensteins des Unteren Buntsandsteins (Bernburg-Formation) gefunden wurden. Unterer Buntsandstein steht heute auf dem Salzsattel großflächig an der Oberfläche (oft natürlich unter känozoischer Bedeckung) an. Der Status zur Zeit der Sedimentation der Silberberg-Formation (halokinetische Bewegungen und relative Höhenlage der Strukturelemente der Umgebung) ist durch weitere regionale Studien zu klären. Auf jeden Fall muss Unterer Buntsandstein wenigstens punktuell bereits während der Sedimentation der Silberberg-Formation an der Oberfläche des Sattels frei gelegen haben. In der Zeitspanne bis zum erneuten Einsetzen einer schluffig-tonigen Sedimentation ist der Sand dann jedenfalls von einer spezialisierten Sandbodengemeinschaft besiedelt worden. Zu deren wichtigsten Exponenten gehören *Glycimeris*, *Tellina*, *Abra*, *Laevicardium* und einige Fische, vor allem *Trachinus*.

Im folgenden Intervall O-2 nimmt der Sandgehalt rasch ab und die Häufigkeitsformen des Sandes O-1 gehen auch sehr stark zurück. Dagegen stellt sich bald die typische Gemeinschaft der Schluffe ein, welche sich im Kern wenig von den Gemeinschaften der unteren Parasequenz unterscheidet: Protobrachier mit *Nucula/Nuculana* und dazu zahlreiche Kleingastropoden (*Scaliola*, Eulimidae, Turbonillidae, *Ringicula* u.a.). Die typische Fischassoziation mit ihrer auffälligen *Bregmaceros*-Dominanz (Abb. 10) komplettiert das Faunenbild. Der Wandel

setzt sich auch im Intervall O-2 weiter fort mit deutlichen Häufigkeitsverschiebungen. Am auffälligsten bei den Mollusken ist die deutliche Zunahme von *Ectinochilus* mit absolutem Häufigkeitsmaximum im nachfolgenden *Creseis*-Horizont (O-3). Insofern kann man das Niveau O-2 als Übergangsbereich vom basalen Sandhorizont O-1 zur schluffig-tonigen Ausbildung von O-3 und O-4 auffassen.

Das Profil setzt mit dem weitgehend in Schurf V erschlossenen Profilverteil fort, welcher mit dem plötzlichen und sehr scharfen Einsetzen von *Creseis cincta* beginnt (O-3, Abb. 10). Ab hier ändert sich das gesamte Pteropodenspektrum drastisch. Praktisch umgehend nach dem plötzlichen Erstauftreten von *C. cincta* setzt die Art zum absoluten Maximum an (*Creseis*-Acme innerhalb eines Intervalls von ca. 40 cm Mächtigkeit, *Creseis*-Peak 1). Danach folgen in O-4 noch zwei viel schwächere Peaks (*Creseis*-Peaks 2 und 3) und in VI (O-5) und VII (O-6) kommt *C. cincta* nur noch vereinzelt vor. *Limacina conica* ist nur noch bis zur *Creseis*-Acme beobachtet worden, und *Heliconoides dilatata* zeigt noch zwei weitere Peaks, die gegenüber den beiden schwachen *Creseis*-Peaks in V_C und V_A etwas nach oben versetzt sind. Danach verschwindet auch diese Art und konnte in VI und VII nicht mehr nachgewiesen werden. Trotzdem ist in Intervall O-4 nochmals ein deutlicher Pteropodenpeak zu beobachten (Abb. 10). Er wird hauptsächlich durch das Einsetzen kleiner Limacinen verursacht, welche mit *Heliconoides dilatata* und *Limacina conica* nichts zu tun haben. Es sind kleinwüchsige Formen mit einem sehr niedrigen Gewinde. Sie sind in der Regel stark verdrückt und lassen sich vorläufig nicht eindeutig bestimmen. Möglicherweise handelt es sich dabei um *L. lotschi* (TEMBROCK, 1989) oder *L. mariae* JANSSEN, 1989, kleine Arten, welche aus dem Tongrien Belgiens und der Niederlande bekannt sind und dort zusammen mit *C. cincta* vorkommen (GÜRS & JANSSEN 2004). Die Intervalle O-3 bis O-4 mit ihrem Pteropodenreichtum repräsentieren

einen etwa 2,5 m mächtigen Profilabschnitt, welcher dem Meeresspiegelhöchststand des zweiten Latdorf-Zyklus' zuzurechnen ist. In diesem Bereich liegt auch das absolute *Bregmaceros*-Maximum (Fische): zwei Peaks synchron zu den *Creseis*-Peaks 1 und 2.

Die beiden Profile VI und VII zeigen bei zunehmendem Sandgehalt eine reverse Entwicklung innerhalb des Fossilpektrums. Einige Sandbewohner stellen sich ein (*Glycimeris*, *Trachinus* u.a.). Parallel dazu nimmt der Pteropodenanteil deutlich ab und beschränkt sich auf wenige Exemplare von *C. cincta* und *Limacina* sp. in VI und statistisch kaum noch relevante Nachweise in VII. Hier beginnt die regressive Phase des zweiten Latdorf-Zyklus'.

Die lithologische Entwicklung und die Veränderungen in den Fossilgemeinschaften lassen auf eine mehrphasige Geschichte der Latdorf-Transgression schließen. Zunächst dehnte sich das Meer mit beginnender Transgression langsam aus und arbeitete die Liegendschichten großflächig auf. Der Transgressionsbereich ist durch den Geröllhorizont U-1 markiert und enthält an Fossilien ausschließlich präfossilisierte, umgelagerte Haizähne aus dem mittleren bis höheren Eozän.

Danach erfolgte der Übergang von einer flach sublitoralen Sandfazies in eine küstenfernere Stillwasserfazies (dunkle, tonige Schluffe). Die Sandfazies beherbergt eine ganze Reihe von Fossilien, die entweder nur hier gefunden wurden oder besonders häufig sind. Mit tieferem Wasser und tonigem Schluff als Sediment stellt sich eine andere Benthosgemeinschaft ein: vor allem Schwämme und Kleinmollusken prägen das Bild. Dazu kommen die Pteropoden und pelagische Fische (*Bregmaceros* u.a.). Am Ende machen sich wieder leicht regressive Tendenzen bemerkbar, verbunden mit einem Rückgang der Pteropoden und pelagischen Fische.

Der grobe Sand O-1 an der Basis des zweiten Zyklus markiert einen Meeresspiegeltiefstand bzw. die darauf folgende erneute Transgression im nächsten Zyklus. Man kann

davon ausgehen, dass in dieser Phase einige Meter der Sedimente darunter gekappt worden sind. Der allotope Fossilanteil kommt aus dieser Erosion sowie aus Schüttungen von umliegenden Hochlagen in Erosion. Dabei ist nicht notwendigerweise eine totale Emerision vorauszusetzen, wohl aber recht flaches Wasser. Ein Teil der allotopen Fossilkomponente (Fissurellidae, diverse Arcidae, *Chama* etc.) ist weitgehend an felsige Küsten oder sekundäre Hartböden (z.B. Schillflächen) gebunden. Man kann also solche Situationen in der näheren Umgebung des Fundortes annehmen, zumal nur wenige 100 m vom Fundpunkt entfernt heute eine Muschelkalkhochlage existiert und im Salzsattel tiefer Buntsandstein oberflächlich ansteht. Letztere Position ist als Liefergebiet eher anzunehmen. Auf jeden Fall ist der Sand dann relativ kurzzeitig von einer hoch spezialisierten, überwiegend endobenthischen Muschelgemeinschaft besiedelt worden (*Tellina*, *Abra* u.a., seltener *Glycimeris*), deren kennzeichnende Taxa entweder nur hier gefunden oder in anderen Profilabschnitten nur gelegentlich nachgewiesen wurden.

Auf den basalen Transgressionshorizont folgt eine ähnliche Entwicklung wie im ersten Zyklus: Allmählicher Übergang in eine küstenferne Stillwasserfazies (Schluff-Ton) des tieferen Wassers mit Zunahme von Pteropoden und pelagischen Fischen einerseits, andererseits den entsprechenden Veränderungen im Benthos. Der Profilabschnitt mit häufigem Vorkommen von *Creseis* und anderen Pteropoden (O-3/O-4) markiert den Meeresspiegelhöchststand im Latdorfium und die maximale Flutung. Danach pendelt die Entwicklung wieder in regressive Richtung, wofür die Sandzunahme in VI und VII ebenso signifikant ist wie die Veränderungen in den Fossilgemeinschaften: Rückgang der Pteropoden, Zunahme von Sandgrund-adaptiertem Benthos.

An dieser Stelle sei angemerkt, dass die Foraminiferen nach der Bearbeitung von M. THEODOR (2011) den Sand an der Basis der oberen Parasequenz nicht als

Transgressionshorizont erkennen lassen. Weder das Plankton/Benthos-Verhältnis noch die allgemeine Entwicklung der Benthos-Foraminiferen liefern dafür Argumente. Alternative Deutungen wären Reste eines marinen Sandkörpers oder distale fluviatile Schüttungen. Für letztere Variante werden aber bereits in der Arbeit Gegenargumente vorgestellt. Es bleibt also vorläufig noch etwas rätselhaft, warum die Foraminiferen sich so abweichend von anderen Gruppen zeigen.

Die dizyklische Entwicklung (2 Parasequenzen) im Atzendorfer Profil, sowohl lithologisch als auch faunistisch sehr gut dokumentiert, läßt sich nun für eine weitere lithostratigraphische Untergliederung der bislang ungegliederten Silberberg-Formation nutzen, zumal ein regionaler Vergleich (vergl. KRUTZSCH 2008: Abb. 18 Zöschen-Formation und Abb. 19 SPP-Zone 19 in Bohrung Staa-kow) zeigt, dass es sich keineswegs nur um ein lokales Geschehen handelt, welches keinen Grund für ein neues litho- und sequenzstratigraphisches Gliederungsmodell abgeben würde.

6. Stratigraphie und Gliederungsmodell

Der Gesamtcharakter der Makro- und Mesofauna ist von starken Affinitäten zu eozänen Faunen geprägt. Dabei handelt es sich natürlich in erster Linie um warmpräferente Gruppen, die entweder letztmalig in der Silberberg-Formation oder zeitlich äquivalenten Sedimenten des südlichen Nordseebeckens auftreten oder später (und seltener), in wärmeren Phasen des höheren Oligozäns erneut vorkommen. Zu den Gruppen, die völlig verschwinden, gehören ganz charakteristische Latdorf-Elemente, wodurch der Faunenschnitt zwischen den Nannoplanktonzonen NP21/NP22 sehr markant wird. Bryozoen- und Brachiopodengemeinschaft sind sehr spezifisch. *Rhynchonellopsis* und *Orthothyris*, Häufigkeitsformen unter den Brachiopoden und ganz charakteristisch für Latdorf-Vorkommen, sind aus jüngeren Schichten unbekannt. Unter den Gastropoden kann man einen großen Teil der

Vermetidae und Siliquariidae zu dieser Gruppe rechnen. Sehr markant ist dies aber bei den Strombidae ausgeprägt: *Ectinochilus*, *Tibia* (*Rimellea*), *Tibia* (*Sulcogladus*) und *Tibia* (*Hippochrenes*) enden definitiv spätestens am Top der Silberberg-Formation, ebenso *Clavilithes* (Fasciolariidae), *Pseudocominella* und *Pseudoneptunea* (Buccinoidea), *Conorbis*, *Cryptoconus* und eine große Zahl weiterer Conoidea, Volutoidea etc. Ähnliches ist bei den Muscheln zu beobachten: Crassatelliden, Venericardien, Petalocardia, diverse Corbuliden u.a. sind typisch "eozäne" Gruppen. Die Fischfauna ist ebenfalls sehr verschieden von jüngeren Faunen: *Bregmaceros*, eine große Gruppe von Ophidiiformes (*Monomitopus*, *Neobythitarum brevis/spina*-Komplex), "genus *Macrouridarum*" *altus*, *Apogon* u.a. kommen in der NP22 schon nicht mehr vor. Unter diesen Umständen ist eine Interpretation als höchstes Obereozän durchaus nachvollziehbar, ebenso eine Grenzziehung im Bereich der ersten kräftigen Abkühlung um das Oil-Event.

Die gesamte Silberberg-Formation liegt palynostratigraphisch in der SPP-Zone 19 (KRUTZSCH, 2008), in der Nannoplankton-Zone NP21 und der Dinozysten-Zone D12nc (KOETHE, 2005). Sie wird unten vom Lowstand P4/R1 begrenzt und gehört nach Ansicht vieler Autoren zur eustatischen Sequenz TA 4.4 nach HAQ et al. (1988). Wieviel des basalen Bereichs (das entspricht etwa unserer Silberberg-Formation oder dem Tongrien inférieur Belgiens) dabei dem Obereozän (Priabonium) zuzurechnen ist, differiert von Autor zu Autor bis zum gegenwärtigen Zeitpunkt. In Belgien tendiert man nach neueren Arbeiten dazu, die Grenze an die Basis der Sint-Huibrechts-Hern Formation zu legen (einschließlich der Sande von Grimmertingen! – siehe DE MAN 2006). In Mitteldeutschland ist dieser Bereich aber über Jahrzehnte als höchstes Obereozän angesehen worden, was sich auch in der (unglücklichen) Terminologie mancher Autoren niederschlägt ("Obereozän-Schluff" diverser Autoren, vergl. BLUMENSTENGEL & UNGER 1993).

Nördlich des Mitteldeutschen Haupt-

abbruches repräsentieren die Oberen Schönwalder Schichten diese Sequenz. Im marginalmarinen bis ästuarin-brackischen Faziesbereich ist die Zöschen-Formation das entsprechende Äquivalent (südöstliches Sachsen-Anhalt, BLUMENSTENGEL et al. 1996; KRUTZSCH 2008), im Raum Profen auch der wesentliche Teil der Domsener Sande. Im durchweg marinen Faziesbereich nördlich des Mitteldeutschen Hauptabbruches und in der Subherzynen Mulde überlagern sandige Basisschichten des Rupel (Rupel 1) die Oberen Schönwalder Schichten oder die Silberberg-Formation, unter Ausbildung eines mehr oder weniger kräftigen Hiatus’.

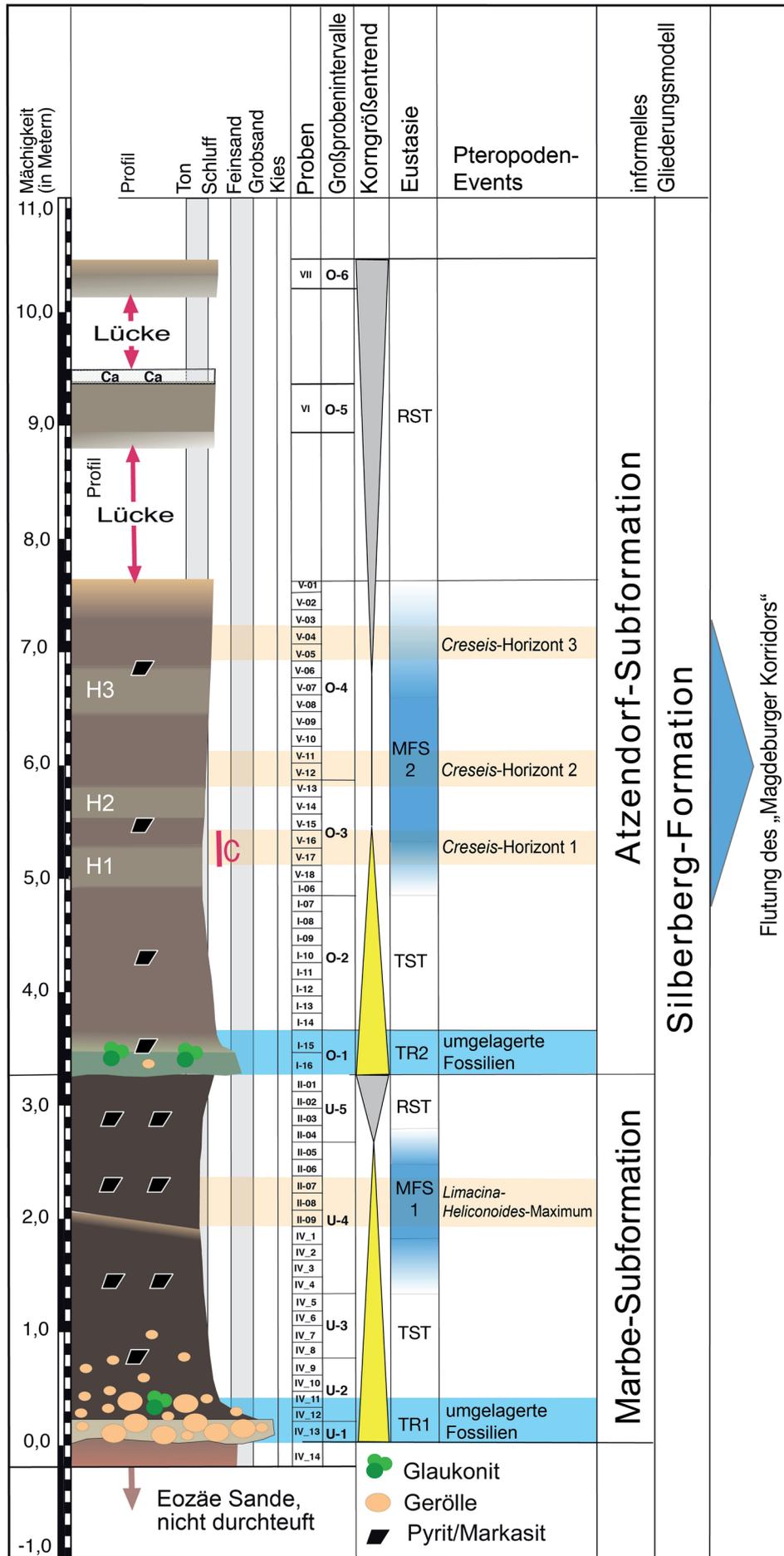
Die aus der lithologischen Entwicklung und aus der Fossilführung hervorgehende dizeyklische Entwicklung der Silberberg-Formation von Atzendorf ist zunächst eine gute Basis für eine lithostratigraphische/sequenzstratigraphische Gliederung des ganzen Komplexes und ermöglicht auch eine Pteropoden-orientierte biostratigraphische Gliederung. Sachsen-Anhalt hat die für den Raum Helmstedt etablierte Terminologie der lithostratigraphischen Gliederung der marinen Sedimente vom Bartonium bis Priabonium übernommen, auch für die marinen Latdorf-Ablagerungen der Subherzynen Mulde (RADZINSKI et al. 1997). Demnach ist der Terminus Silberberg-Formation (Silberberg-Schichten oder “Obereozän-Schluff” früherer Terminologie) für den Gesamtkomplex festgelegt und verbindlich. Eine weitere Untergliederung für die vollmarine Silberberg-Formation geht aus dieser Schlüsselliste für die Stratigraphie jedoch nicht hervor und muss neu erstellt werden. Wir wollen deshalb an dieser Stelle ein Modell von informellem Charakter vorstellen (Abb. 11).

Die Silberberg-Formation überlagert im Typusgebiet (Helmstedt, Typus-Lokalität Tagebau Silberberg) die ebenfalls marine Gehlberg-Formation (Priabonium-Bartonium). Zwischen beiden Formationen ist ein Hiatus ausgebildet. Die Silberberg-Formation beginnt mit einem Transgressionshorizont mit Geröllen und umgelagerten, präfossilisierten Haizähnen – also ganz ähnlich wie im Raum Atzendorf und anderen Teilen der Egelner Mulden. Außerhalb der Egelner Mulden transgredierte das Latdorf-Meer über verschieden alte paläogene und mesozoische (Trias) Sedimente im Untergrund, im Magdeburger Raum auch über Paläozoikum der Flechtingen-Roßlauer Scholle. Auch dort ist in der Regel ein grober Transgressionshorizont an der Basis der Formation entwickelt. Er muss dann aber nicht mit dem Transgressionshorizont der Silberberg-Fm. in den Egelner Mulden korrelieren, sondern steht an der Basis der zweiten Parasequenz. Als Obergrenze der Silberberg-Formation wird für intakte Profile im Raum Helmstedt-Egelner Mulden die Grenzfläche zum “Rupelbasissand” (“Magdeburger Sand”) angegeben. Er liegt transgressiv auf der Silberberg-Formation, unter Ausbildung eines kräftigen Hiatus’, und beginnt in der Regel ebenfalls mit einem groben Transgressionshorizont.

Die Rupelbasissande oder Magdeburger Sande über der Silberberg-Formation werden allgemein als NP22 datiert oder Dinoflagellaten-Zone D13. Das entspricht etwa dem Tongrien superieur Belgiens (VANDENBERGHE et al. 2002; DE MAN et al., 2004). Allerdings existieren hier partiell erhebliche Diskrepanzen, weil schon auf geringe räumliche Entfernung die NP22 einmal mit der D12nc, andernfalls auch der D13 korrelieren soll (siehe KÖTHE, 2009:

Abb. 11 Die informelle lithostratigraphische Gliederung nach Parasequenzen (Parasequenzen 1 und 2). LST = Meeresspiegeltiefstände und HST = Meeresspiegelhochstände.

Fig. 11 Informal lithostratigraphical model based on two parasequences (1 und 2). LST = sea level low stands, HST = und Meeresspiegelhöchststände sea level high stands.



Loburg versus Helmstedt). Das Problem der Alterseinstufungen der hangenden Sedimente (“Rupelbasis”) tangiert zunächst nicht die lithostratigraphische Grenzziehung zu selbiger und wird im Zusammenhang mit dem Amsdorfer Profil und Bohrergebnissen bei Latdorf zu diskutieren sein. Die Silberberg-Formation beginnt also mit dem Transgressionshorizont an der Basis und endet an der transgressiven Basis der nachfolgenden “Rupel”-Basisschichten, unter Ausbildung eines mehr oder weniger deutlichen Hiatus’. Damit sind Unter- und Obergrenze eindeutig fixiert.

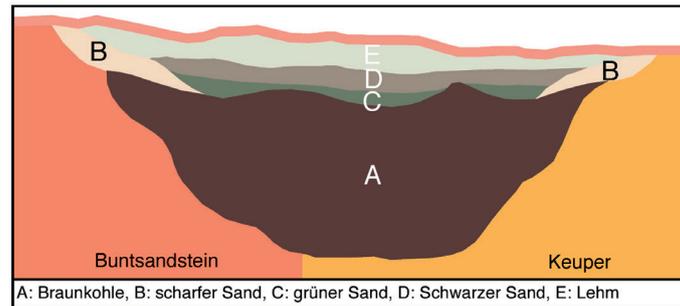
Die Sedimente der beiden Subzyklen (Parasequenzen) der Silberberg-Formation können jeweils zu Einheiten unterhalb der lithostratigraphischen Hierarchieebene “Formation” zusammengefasst werden. Im Fall unseres informellen Vorschlags bevorzugen wir die Ebene “Subformation”. Nach den lokalen Gegebenheiten schlagen wir “Marbe-Subformation” für die untere Parasequenz vor, benannt nach dem in der Nähe liegenden, historischen Marbeschacht. Für die obere Parasequenz verwenden wir “Atzendorf-Subformation” nach dem zur Grabungsstelle nächstliegenden Ort Atzendorf. Die beiden Subformationen können jeweils in Member unterteilt werden (Abb. 11), die sich dann weiter in Horizonte/Schichten aufgliedern lassen.

Da das historische Profil der eigentliche Typuslokalität Latdorf nur ein stark reduziertes ist, in dem jeweils nur die transgressive Basis der beiden Parasequenzen erhalten ist (noch unpublizierte Ergebnisse neuer Bohrungen an der Typuslokalität, MÜLLER et al.), könnte die Kiesgrube Atzendorf als vorläufiges Parastratotypus/Referenzprofil dienen. Solange sie nicht verfüllt wird, steht das Profil auch in Zukunft für wissenschaftliche Arbeiten zur Verfügung und kann gegebenenfalls mit relativ geringem Aufwand reaktiviert werden.

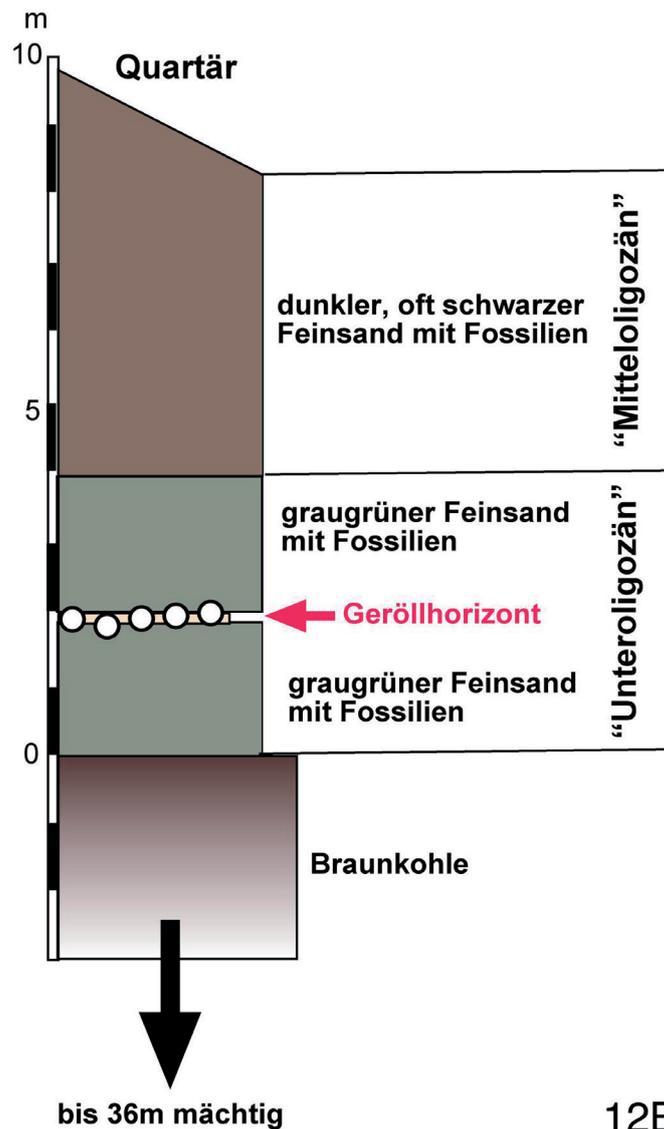
Die Marbe-Subformation (Abb. 11), im konkreten Profil um 3,2 m mächtig, beginnt mit dem basalen Transgressionshorizont, dessen Unterfläche gleichzeitig die Untergrenze

der Silberberg-Formation ist. Er besteht aus einem 10-20 cm mächtigen Geröllhorizont (wie in Schurf IV angetroffen) und einem nach oben zunehmend schluffigen Sand mit einzelnen Geröllnestern und Geröllen (Intervall O-1, siehe oben). Dieser basale Sand wird als Marbe-Basissand bezeichnet. Er ist im Atzendorfer Profil um 50-60 cm mächtig und geht durch kontinuierliche Zunahme des Feinkornanteils (Ton/Schluff) ohne scharfe Grenze in den Marbe-Schluff über. Der Übergang ist u.a. auch durch das Verschwinden der Kies-Komponente ausgezeichnet. Etwa 1-3 m über der Basis zeigt der Marbe-Schluff den höchsten Tonanteil und einen bindigen Charakter (toniger, etwas feinsandiger, dunkler Schluff). In diesem Bereich liegen die Hauptvorkommen der Pteropoden *Heliconoides* und *Limacina*. Ganz offensichtlich markiert dieses Intervall den Meeresspiegelhöchststand innerhalb der Marbe-Subformation. Die oberen Dezimeter zeigen bereits wieder eine Zunahme des Sandanteils. Das Spektrum reicht bis zu einzelnen Grobsandkörnern. Allerdings ist dieser regressive Abschnitt durch erosive Kappung unvollständig. Die Marbe-Subformation endet an der transgressiven Basis der Atzendorf-Subformation.

Die Atzendorf-Subformation (Abb. 11) beginnt erneut mit einem Transgressionshorizont von etwa 15-30 cm Mächtigkeit (Intervall O-1, siehe oben). Dessen grobe Sande mit umgelagerten Fossilien sind ein Derivat des aufgearbeiteten Hangendbereiches der Marbe-Sbfm. Andernorts kann die Atzendorf-Sbfm. auch über ältere Schichte transgredieren, unter primärem Ausfall oder Erosion der Marbe-Sbfm. Ein solcher Fall wird weiter unten für den Raum Magdeburg diskutiert. Der lockere Sand geht nach oben in einen zunehmend schluffigen und etwas tonigen Feinsand mit einzelnen, glaukonitischen und intensiv grünen Mittel- bis Grobsandnestern über (Intervall O-2). Diesen Bereich kann man als Atzendorf-Sand 2 bezeichnen. Durch Vertonung/Verschleiffung geht daraus ohne scharfe Grenze der Atzendorf-Schluff



12 A



12B

Abb. 12 Geologische Verhältnisse an der Latdorf-Typuslokalität (Grube „Carl“ bei Latdorf NE Bernburg). 12/A zeigt einen Schnitt durch das Grubengelände (nach v. ALBERT, 1867, umgezeichnet), 12/B ein stark vereinfachtes Profil, erstellt nach den Angaben von A. v. KOENEN (1889).

Fig. 12 Geological situation around the classical Latdorfian type locality (ancient open cast mine „Carl“ nearby Latdorf NE of Bernburg). 12/A illustrates a section of the former mine (after v. ALBERT, 1867, redrawn), 12/B a profile drawn after notices of A. v. KOENEN (1889).

hervor. Er entwickelt sich durch eine weitere Zunahme des Schluffanteils, dann auch des Tonanteils, in einem unscharfen Übergangsbereich. Etwa bei Profilmeter 4,9 steigt der Tonanteil deutlich an, gleichzeitig ändert sich die Farbe in einen etwas helleren, olivgrünlichen Grundton (H1 im Intervall O3). Dieser stärker tonige Bereich reicht bis etwas über den letzten hellen Horizont (H3) im Intervall O-4 (etwa Profilmeter 7,5). Danach nimmt der Feinsandanteil allmählich zu (Oberes Intervall O-4, hier aber auch deutliche Verwitterungseinflüsse in den oberen etwa 20 cm) und steigt dann im oberen Teil des Profils (VI und VII) deutlicher an. Im Zusammenhang mit den Pteropoden-Massenvorkommen (vor allem *Creseis cincta*) kann man den Bereich von Profilmeter 4,9 bis etwa 7,5 als Meerespiegelhöchststand-Intervall interpretieren. Danach setzen regressive Tendenzen ein.

Für die lithostratigraphische Gliederung ergibt sich eine Unterteilung in Transgressionshorizont der Atzendorf-Sbfm. (O-1), sandig-schluffige Basisschichten der Atzendorf-Sbfm. (O-2), Pteropodenschichten (O-3/O-4) und sandige Hangendschichten der Atzendorf-Sbfm. (VI bis VII bzw. O-5/O-6, mit größeren Profillücken). Die Hangendgrenze der Atzendorf-Subformation und damit auch der Silberberg-Formation (Rupelbasissande oder Magdeburger Sande) wurde im vorliegenden Falle nicht erreicht. Es ist jedoch von einer weiteren Versandung zum Hangenden hin auszugehen.

7. Regionale Zusammenhänge

7.1 Mitteldeutschland

Vom direkten Umfeld in den Egelner Mulden stehen bislang keine Ergebnisse von ausreichend untersuchten Bohrungen zur Verfügung, so dass das Atzendorfer Profil derzeit nicht mit anderen Profilen der Region detailliert verglichen werden kann. Die zur Verfügung stehenden Kernaufnahmen sind aus methodischen Gründen unzureichend und zu stark schematisiert. Über die Fossilführung ist normalerweise nichts Auswertbares notiert

worden – in der Regel wurde höchstens vermerkt, dass “Kalkschaler vorhanden seien”. Auch die Ergebnisse der letzten Braunkohlenerkundung in der späten DDR, deren stratigraphischer Extrakt von BLUMENSTENGEL & UNGER (1993) publiziert worden ist, liefern keine ausreichend detaillierten Informationen zum marinen Deckgebirge. Von Tembrock ist Material gesammelt worden, welches aber nicht final aufbereitet und publiziert worden ist. Es befindet sich heute in der BGR-Außenstelle Berlin-Spandau.

In der weiteren Umgebung interessieren natürlich vorrangig die Verhältnisse an der alten “Typuslokalität” bei Latdorf. Eine wenig detaillierte Beschreibung von v. ALBERT (1867) ist später offenbar nie wieder aktualisiert worden, wenn man von einigen Bemerkungen in v. KOENEN (1889) absieht. Auch die Abbildungen müssen als recht skizzenhaft eingestuft werden. Dennoch werden darin Informationen transportiert, die heute wieder aktuell werden und durch aktuelle Bohrungen verifiziert werden konnten (MÜLLER et al. noch unveröff.). Der v. ALBERT’sche Schnitt durch die Grube Carl ist in Abb. 12A in eine farbige Form umgesetzt worden, um wenigstens die Grundinformationen schnell sichtbar werden zu lassen. Nach den Angaben von v. KOENEN (1889) ist das Profil in Abb. 11B rekonstruiert worden und zeigt ziemlich genau in der Mitte einen Geröllhorizont. Dieser Geröllhorizont spricht für eine dizeyklische Entwicklung des Profils an der alten Typuslokalität und korreliert mit dem Transgressionshorizont der Atzendorf-Sbfm. Das ist inzwischen anhand der Pteropodenstratigraphie (Einsetzen von *Creseis cincta*) eindeutig festgestellt worden (MÜLLER et al. noch unpubl.). V. KOENEN (1894) hat zwar *C. cincta* unzweifelhaft von Latdorf angegeben, nannte aber leider kein exaktes Niveau. Durch die Bohrungen im Sommer 2012 konnte aber ermittelt werden, dass auch an der alten Typuslokalität *Creseis* erst in der oberen Latdorf-Parasequenz einsetzt. Im von BALASKE (1999) beschriebenen Profil von Nachterstedt sind Pteropoden nicht dokumentiert worden. Da-

her fehlen von dort die notwendigen Angaben für eine Diskussion zum Thema Pteropoden-Events.

Aus dem Stadtgebiet von Magdeburg konnten in den vergangenen beiden Jahren dank der Kooperation mit Herrn MÖHRING mehrere Probenreihen aus der Silberberg-Fm. untersucht werden. Darin ist überall *Creseis cincta* gefunden worden, mit Ausnahme der basalen Profileile direkt über dem Transgressionshorizont. Es ist also die gleiche Situation wie im unteren Teil der Atzendorf-Subformation, so dass wir inzwischen sicher sind, dass der „Magdeburger Korridor“ (KRUTZSCH 2008) als Hochlage auf der Flechtingen-Rosslauer Scholle tatsächlich erst im zweiten Anlauf der Latdorf-Transgression überflutet wurde und die Flutung erst dann zu einer direkten marinen Verbindung nach Norden führte.

Die Oberen Schönewalder Schichten sind anhand der Bohrung Loburg 1/90 am Nordrand des Mitteldeutschen Hauptabbruches aktuell untersucht worden. Ergebnisse zu Planktonforaminiferen wurden von SCHUDACK & NUGLISCH (2013) publiziert. Nach diesen Autoren liegt die Eozän/Oligozän-Grenze im höheren Abschnitt der Oberen Schönewalder Schichten bzw. in der Nannoplanktonzone NP21. Eigene Untersuchungen an Probenmaterial der Bohrung erbrachten keine Pteropoden (die wenigen verfügbaren Proben waren viel zu weit gestreut), so dass hier noch keine Korrelation möglich ist. Auch die Korrelation mit der Klima- und Sequenzkurve nach KRUTZSCH (2008, Abb. 19) bedarf noch einiger Klärung.

Sie zeigt zwei Maxima (Klimaoptima), getrennt durch ein Minimum. Der obere positive Ausschlag („obereres Maximum“) fällt stärker aus als der untere, was sich problemlos mit den Beobachtungen von Atzendorf korrelieren lässt. Damit verfestigt sich dieses Bild immer mehr, denn auch Richtung Süden, in den ästuarin-brackischen Faziesräumen zwischen Halle und Leipzig, sind für die Zöschen-Formation zwei vergleichbare Ausschläge (Parasequenzen) postuliert worden (KRUTZSCH 2008: Abb. 18),

mit einer mehr oder weniger großen Lücke über dem Flöz Zöschen. Demnach könnte man die Marbe-Subformation zeitlich dem „Unteren Zöschen-Schluff“ (SPP 19u) zuordnen, den regressiven Abschnitt der besagten Lücke (SPP19m) und die Atzendorf-Subformation dem „Oberen Zöschen-Schluff“ (SPP 19o). Damit rückt eine recht exakte Korrelation der vollmarinen (euhalinen) Entwicklung mit den randlichen, ästuarin-brackischen, entkalkten Faziesbereichen in greifbare Nähe. Wir werden dieses Thema noch anhand der Ergebnisse der Latdorf-Bohrungen weiter verfolgen.

Aus dem räumlichen Entwicklungsmuster ist abzuleiten, dass der erste Zyklus (Parasequenz 1, Marbe-Sbfm.) nicht so raumgreifend war wie der zweite Zyklus (Atzendorf-Sbfm.), aber bis weit nach Mitteldeutschland in die Leipziger Tieflandsbucht reichte. Die Prätertiärschwelle im Stadtgebiet von Magdeburg, über deren konkrete Höhenlage im Obereozän/Unteroligozän man derzeit nur Vermutungen anstellen kann, wurde jedenfalls erst mit Beginn des zweiten Zyklus überflutet, die heute 60-80m höheren Bereiche am Flechtinger Rücken bei Irxleben-Mammendorf noch etwas später (MÜLLER 2010). Es ist aber regional damit zu rechnen, dass Sedimente der ersten Parasequenz im zweiten Transgressionsschub aufgearbeitet wurden und deshalb fehlen. Das wird vor allem exponiertere Höhenlagen betreffen. Die heutige Verbreitung von Sedimenten der unteren Parasequenz ist demnach nicht nur von der damaligen Meeresausdehnung bestimmt, sondern auch von Erosion in Phase 2.

7.2 Nordseebecken

Außerhalb Mitteldeutschlands ist *Creseis cincta* nur aus den Sanden von Grimmertingen bekannt (ALBRECHT & VALK 1943; GÜRS & JANSSEN 2004) sowie aus Bohrungen in den Niederlanden (GÜRS & JANSSEN 2004). Die Sande von Grimmertingen können demnach zeitlich mit der Atzendorf-Sbfm. korreliert werden. Sie stellen nur ein wenige Meter mächtiges, räumlich begrenztes Erosionsre-

likt der Randfazies des Tongrien inférieur (Basis der Sint Huibrechts/Hern Formation) dar und sind beckenwärts mit den basalen Sanden (Bassevelde 3) der Zelzate Formation verknüpft (VAN SIMAEYS, DE MAN & VANDENBERGHE 2007). Aus der Zelzate Fm. liegen leider keine brauchbaren Informationen zu Pteropoden vor. Der Vergleich mit Belgien zeigt aber, dass ein Äquivalent der Marbe-Subformation entweder fehlt (Erosion) oder im Bassevelde 2 – Sand (Zelzate Formation, Priabonium nach belgischer Praxis) zu suchen ist. Im übrigen legen die genannten Autoren die Eozän-Oligozän-Grenze in den LST zwischen Bassevelde 2 und 3. Grimmeringen liegt nach diesem Modell an der Basis des unteren Tongrien und damit an der Basis des Oligozäns. Verfolgt man diese Korrelation nach Mitteldeutschland, würde das dem LST zwischen Marbe-Subformation und Atzendorf-Subformation entsprechen und die Eozän-/Oligozän-Grenze somit in der Silberberg-Formation liegen. Das widerspricht hiesigen Gepflogenheiten (siehe u.a. KRUTZSCH 2008), wo die Grenze zwischen Silberberg-Fm. und “Rupelbasisand” gelegt wird – dort soll der große LST um das glazieostatische Oi1-Event liegen – bzw. zwischen Zöschen-Fm. und Zörbig-Fm. in den ästuarin-brackischen Randbereichen um Halle-Leipzig. Das korreliert einerseits mit neueren belgischen Vorstellungen von der Positionierung des Oi1-Events (zwischen 33,5 und 33,8 Ma oder Wintham Member und Ruisbroek Member der Zelzate Fm.; VAN SIMAEYS 2004; DE MAN et al; 2004, VAN SIMAEYS, DE MAN & VANDENBERGHE 2007), aber nicht mit der Grenzziehung Eozän/Oligozän. Die Plankton-Foraminiferen von Atzendorf indizieren obereozänes Alter (Dr. K. NUGLISCH, pers. comm.), auch wenn die maßgeblichen Hantkeninen im Nordseebecken fehlen. In der Bohrung Loburg 1/90 würde die Grenze nach Plankton-Foraminiferen (SCHUDACK & NUGLISCH 2013) in der NP 21 liegen, was nach Meinung der Autoren aber noch an anderen Punkten verifiziert werden sollte. Die Widersprüchlichkeiten können hier nicht weiter verfolgt werden, sondern werden separat

noch einmal behandelt, wenn die Bearbeitung weiterer Schlüsselprofile in Mitteldeutschland (Bohrungen bei Latdorf, Tagebau Amsdorf W Halle) abgeschlossen ist. Dann wird nochmals über die Gesamtzusammenhänge diskutiert. Nach wie vor gilt, dass stratigraphische Grenzziehungen nicht naturgegeben sind, sondern Vereinbarungssache in stratigraphischen Kommissionen und ähnlichen Fachkollegien. Sie unterliegen einer ständigen kritischen Diskussion, und wenn genügend neue Beobachtungen vorliegen, müssen sie neu überdacht werden.

8. Zusammenfassung

Das Profil Atzendorf ist das erste feinstratigraphisch und paläontologisch detailliert untersuchte Profil des klassischen Latdorfium der Typusregion (Anhalt) in Mitteldeutschland. Fossilreichtum, durchgängige Fossilführung und Dokumentation der Lithologie erlauben eine erste und vorläufige Bestandsaufnahme der Latdorf-Fauna (in dieser Arbeit sind nur die wichtigen Faunenelemente vorgestellt). Biostratigraphische Untersuchungen, insbesondere auf der Basis von Pteropoden und Fischotolithen, erlauben eine Feingliederung der Silberberg-Formation sowie regionale und überregionale biostratigraphische Korrelation.

Das Profil Atzendorf beinhaltet zwei Parasequenzen, die zwei eustatische Zyklen 4. Ordnung reflektieren. Die beiden Parasequenzen sind zur weiteren Gliederung der Silberberg-Formation geeignet und werden in unserem informellen Vorschlag zur lithostratigraphischen Gliederung als Subformationen der Silberberg-Formation interpretiert. Die beiden Parasequenzen korrelieren offensichtlich mit der alten Typuslokalität Latdorf ebenso wie mit den Oberen Schönwalder Schichten nördlich des Mitteldeutschen Hauptabbruches und der Zöschen-Formation im Raum Halle-Merseburg.

Pteropoden-Massenvorkommen (insbesondere *Creseis cincta*) sind auf ganz enge Intervalle des Profils beschränkt und ermöglichen in dieser Schärfe eine überregionale biostratig-

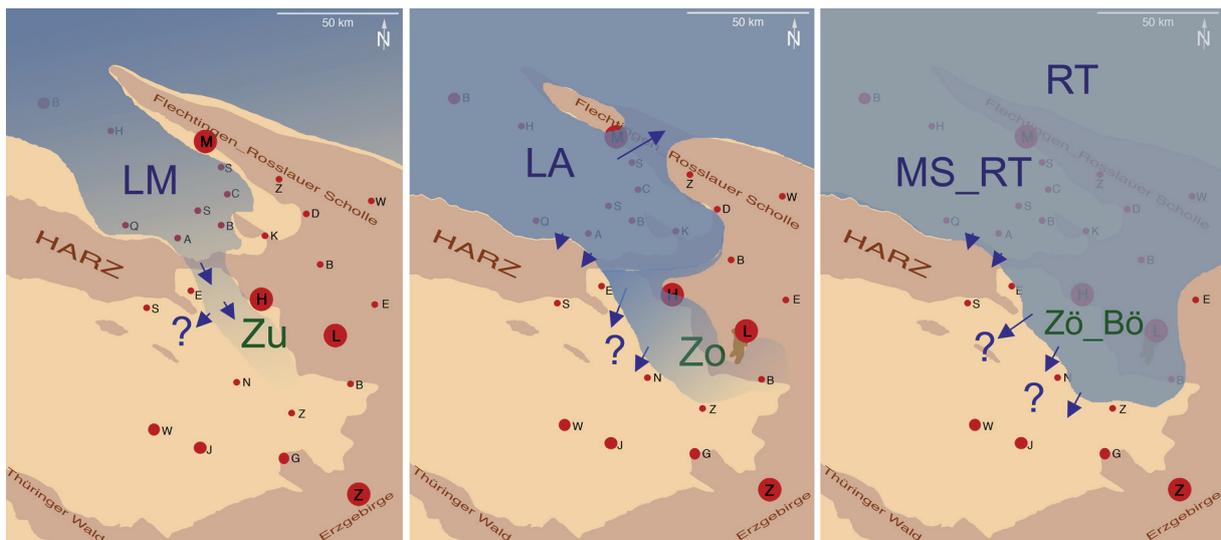


Abb. 13 Rekonstruktion der maximalen Meeresausdehnung vom 1. Latdorf-Zyklus bis zum tieferen Rupel (Haupttransgression, Rupel 2). Generell ist die heutige Verbreitungsgrenze nach Südwesten (Richtung Thüringer Becken, Pfeile) erosiv bedingt und hängt sicher auch mit jüngeren Hebungen der Hermundurischen Scholle (morphologisch der Finnerücken) zusammen. Zur Orientierung: Die wichtigsten Orte in der Karte sind Magdeburg (M), Halle/Saale (H), Leipzig (L) und Zwickau (Z).

13/1: HST der Marbe-Subformation („unterer Latdorf-Hochstand“) mit Marbe-Subformation in den Egelner Mulden (LM) und unterem Teil der Zöschen-Formation (Zo) bzw. basalem Teil der Domsener Sande im Raum Halle-Leipzig-Zeitz.

13/2: HST der Atzendorf-Subformation („oberer Latdorf-Hochstand“) mit Atzendorf-Subformation in den Egelner Mulden (LM) und oberem Teil der Zöschen-Formation (Zo) bzw. dem Hauptteil der Domsener Sande im Raum Halle-Leipzig-Zeitz. Überflutung des „Magdeburger Korridors“ (Pfeil).

13/3: Rupelhaupttransgression (R1 bis Basis R2). Überflutung der Flechtingen-Roßlauer Scholle und eines Teils der prämesozoischen Hochlagen im Raum Dessau-Halle-Leipzig. In Norddeutschland entstand in dieser Phase unterer Rupelton (RT), in der Subherzynen Mulde die „Magdeburger Sande“ und tieferer Rupelton (MS_RT, im Südosten (Halle-Leipzig) die Zörbig-Formation bzw. basale Teile Böhlen-Formation (Zö_Bö) bis zur Basis der Zwenkau-Subformtion.

Fig. 13 Reconstruction of maximum extension of the sea from 1th Latdorf-Cycle up to the early Rupelian transgression, (Rupelian 1 - 2). In most cases the extension of sediments in southwestern direction (Thuringian Basin, arrows) is limited by erosion. This may be caused by younger uplift of the Hermundurian Scholle (morphological Finne Ridge). Some larger cities for orientation: Magdeburg (M), Halle/Saale (H), Leipzig (L) and Zwickau (Z).

13/1: HST of the Marbe Subformation („lower Latdorf highstand“) comprising the Marbe Subformation in the Egeln Synclines (LM), and the lower part of the Zöschen Formation (Zo) as well as the basal part of the Domsen Sands between Halle, Leipzig and Zeitz.

13/2: HST of the Atzendorf Subformation („upper Latdorf highstand“) comprising Atzendorf Subformation in the Egeln Synclines (LA), and the upper part of the Zöschen Formation (Zo) as well as the main part of the Domsen Sands between Halle, Leipzig and Zeitz. At this time the „Magdeburg Corridor“ was flooded.

13/3: Rupelian transgression (R1 - R2). Flooding of the Flechtingen-Roßlauer Scholle, and of a part of the Pre-Mesozoic hight in the Dessau-Halle-Leipzig area. During this time span in northern Germany lower Rupelian clays were formed (RT). The same belongs to the the „Magdeburg Sands“ and lower Rupelian Clays in the Egeln Synclines, and the the Zörbig Formation as well as the basal parts of the Böhlen Formation (Zö_Bö).

raphische Korrelation, wie sie mit anderen Fossilgruppen nicht möglich ist. Nach Pteropoden korreliert der obere Zyklus, in dem das „Latdorf-Meer“ seine maximale Ausdehnung erreichte, mit den Sanden von Grimmertingen (Belgien) oder dem äquivalenten Bassevelde 3 – Komplex. Erst in diesem Zeitabschnitt ist auch der „Magdeburger Korridor“ sensu KRUTZSCH (2008) geflutet worden. Im unteren Zyklus erreichte das Meer nicht diese große Ausdehnung. Dieser Zyklus korreliert vermutlich mit dem Bassevelde-Komplex 2 in Belgien, doch ist das im Moment noch nicht sicher, da von dort geeignete Daten fehlen.

Die Silberberg-Formation ist in einem sehr warmen marinen Bereich entstanden und enthält zahlreiche thermophile Faunenelemente. Es fehlen ihr auf der anderen Seite aber jegliche typisch oligozänen Gadiden (*Trisopterus*, *Paratrisopterus* u.a.), die im oberen Tongrien Belgiens (Ruisbroek) erstmals vorkommen und auch im unteren Faunenkomplex des Mammendorfer Felslitorals nachgewiesen worden sind (MÜLLER, 2011), dort mit noch warmpräferenten Mollusken assoziiert, welche im zweiten Mammendorfer Zyklus fehlen. In Anlehnung an die belgische Gliederung kann man einerseits also von einer letzten „warmen“ Fauna im späten Tongrium ausgehen (Borgloon, siehe MARQUET et al. 2008), andererseits markiert das erste massive Auftreten typisch oligozäner Gadiden im südlichen Nordseebecken (Sande von Ruisbroek, Magdeburg, Stettin) einen drastischen Umschwung in den Fischfaunen. Dieser Abschnitt liegt in Mitteldeutschland im Rupel 1 hiesiger Stratigraphie. Äquivalente davon sollten in der Zörbig-Formation Mitteldeutschlands zu finden sein – vor allem in deren tieferen Abschnitten (SPP 20A und 20B, KRUTZSCH 2008: Tab. 2). Wir haben erste Indizien, das dieser Abschnitt in unseren Bohrungen bei Latdorf (2012) in vollmariner Fazies angetroffen wurde. Auch der Bearbeitungsstand des Profils des Tagebaus Amsdorf bringt neue Fakten in die Diskussion ein. Wir werden diese Problematik aber im Zusammenhang mit der Auswertung

der Latdorfbohrungen noch etwas näher beleuchten.

9. Dank

Die Arbeiten wurden von der Betreiberfirma der Kiesgrube durch großzügige Unterstützung mit schwerem Gerät überhaupt erst ermöglicht. Wir danken Herrn B. SCHRADER (Prokurist, Kieswerke Bodetal GmbH & Co. KG) für diese Unterstützung. Die Geländearbeiten wurden mit wechselnder Unterstützung durch studentische Hilfskräfte durchgeführt. Zahlreiche Tage in Nässe und Schlamm waren notwendig, das schöne Material zu bergen. Herzlichen Dank den Unermüdlichen! Am Ende haben stud. Hilfskräfte auch beim Bearbeiten und Auslesen der umfangreichen Proben geholfen. Diesbezüglich geht ein besonderer Dank an Herrn M. SCHMIDT für seine zuverlässigen Dienste. Die Dokumentation der Fossilien erfolgte teilweise am REM der Senckenberg Naturhistorischen Sammlungen Dresden. Herrn Dr. J.-M. LANGE danken wir für Unterstützung in diesem Teil der Arbeiten. Herr I. SCHNETLER (Kopenhagen) hat freundlicherweise das Manuskript kritisch durchgesehen. Vielen Dank an ihn für nützliche Kommentare. Am Ende hat Herr Dr. K. NUGLISCH (Halle/Saale) noch erste Vorergebnisse seiner Untersuchungen an Foraminiferen mitgeteilt. Herzlichen Dank für interessante Diskussionen.

Literatur

- ALBERT, C. v. (1867): Die Steinsalzlagerung bei Schönebeck und Elmen. Z. dt. geol. Ges., 19, 373-399.
- ALBRECHT, J. C. H. & VALK, W. (1943): Oligocäne Invertebraten von Süd-Limburg. Medel. v.d. Geol. Stichting, C-IV-1-3, 1-163.
- BALASKE, P. (1992): Nachweis mariner und marin beeinflusster Sedimente in den Zwischenmittel der eozänen Braunkohlen bei Aschersleben in der östlichen subherzynen Senke. Zbl. Geol. Paläont., Teil I, 12,

- 2953-2962.
- BALASKE, P. H. (1999): Die marin beeinflussten Sande im Tertiär von Nachterstedt-Schadeleben in der östlichen Subherzynen Senke - Sedimentologie, Fazies und stratigraphische Bewertung. Hallesches Jb. Geowiss., Reihe B, Beih. 9: 92 S.
- BEYRICH, E. (1848): Zur Kenntnis des tertiären Bodens der Mark Brandenburg. Arch. Min. Geogn. Bergb. Hüttenk. (Karsten's Archiv), 22, 3-102.
- BEYRICH, E. (1853-1856): Die Conchylien des norddeutschen Tertiärgebirges. Z. dtsh. geol. Ges., 5: 273-358, Taf. 4-8 (1853); 6: 408-500, Taf. 9-14 (1854); 726-781, Taf. 15-18 (1854); 8: 21-88, Taf. 1-10 (1856); 553-588, Taf. 15-17 (1856).
- BITNER, M.A. & DIENI, I. (2005): Late Eocene brachiopods from the Euganean Hills (NE Italy). *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 98 (1), 103-111.
- BLUMENSTENGEL, H. & UNGER, K.-P. (1993): Zur Stratigraphie des flözführenden Tertiärs der Egelner Mulden. (Sachsen-Anhalt). *Geol. Jb.*, A 142, 113-129.
- BLUMENSTENGEL, H., KRUSZSCH, W. & VOLLAND, L. (1996): Revidierte Stratigraphie tertiärer Ablagerungen im südlichen Sachsen-Anhalt. - Teil 1: Raum Halle- Merseburg. *Hall. Jb. Geowiss. B, Beih. 1*, 1-101.
- BLUMENSTENGEL, H. & KRUTZSCH, W. (2008): Tertiär. In Bachmann, G.H., Ehling, B.-C., Eichner, R. & Schwab, M. (eds.): *Geologie von Sachsen-Anhalt*, 267-292; Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- BORNEMANN, J.G. (1860): Bemerkungen über einige Foraminiferen aus den Tertiärbildungen der Umgegend von Magdeburg. *Z. Dtsch. Geol. Ges.*, 12, 156-160.
- BOUCHET, P. & ROCROI, J.P. (2005): Classification and Nomenclator of Gastropod Families. *Malacologia*, 47 (1-2), 1-397.
- CADÉE, M. C. & JANSSEN, A. W. (1994): A taxonomic revision of NW European Oligocene and Miocene Fascioliidae traditionally included in the genus *Streptochetus* (Mollusca, Gastropoda). *Meded. Werkgr. Tert. Kwart. Geol.*, 31 (2-4), 31-107.
- DE MAN, E., IVANY, L. & VANDENBERGHE, N. (2004): Stable oxygen isotope record of the Eocene-Oligocene transition in the southern North Sea Basin: positioning the Oi-1-Event.- *Netherlands Journal of Geosciences*, 83 (3), 193-197.
- DE MAN, E. (2006): Benthic foraminifera biofacies analysis and stable isotopes of the Middle Eocene to Oligocene successions in the southern North Sea Basin. Tools for stratigraphy and for reconstruction of extreme climate changes. Unpublished Ph-D Thesis, University of Leuven, Belgium, 375 S.
- EBERT (1889): Die Echiniden des nord- und mitteldeutschen Oligozäns. *Abh. geol. Specialkarte Preußen*, 9 (1889), 1, 80 S.
- FRANKE, A. (1925): Die Foraminiferen des norddeutschen Unter-Oligocäns mit besonderer Berücksichtigung der Funde an der Friedrich-Ebert-Brücke in Magdeburg. *Abh. Ber. Mus. Naturkd. Magdeburg*, 4, 146-190.
- FRANKE, A. (1939): Die Bryozoen des Untero-oligocäns von Magdeburg. *Abh. Ber. Mus. Naturkd. Magdeburg*, 7 (1), 59-67.
- FRANKE, D. (2012): Regionale Geologie von Ostdeutschland – Ein Wörterbuch. – Website www.regionalgeologie-ost.de
- GAEMERS, P.A.M. (1984): Otoliths from the type locality of the Sands of Berg (Middle Oligocene) at Berg, Belgium. *Meded. Werkgr. Tert. Kwart. Geol.*, 9 (3/4), 73-85.
- GAEMERS, P.A.M. (1985): Fish otoliths from the Rupelian of sand-pit Roelants at Heideboskant (municipality of Lubbeek, Belgium) and the stratigraphy of the Early Rupelian, 2. Systematic part.- *Meded. Werkgr. Tert. Kwart. Geol.*, 22 (4), 155-172.
- GIEBEL, C. (1858): Tertiäre Conchylien aus dem Bernburgischen. *Z. ges. Naturw.*, 12 (1858), 422-446.
- GIEBEL, C. (1864): Die Fauna der Braunkohlenformation von Latdorf bei Bernburg. *Abhandlungen der Naturforschenden Gesellschaft zu Halle*, 8, 183-275.

- GRIMM, K. I. & BELLMANN, H.-J. (2000): Eine Foraminiferenfauna aus dem marinen Tertiär der Egelner Mulden (Obereozän-Oligozän / Sachsen-Anhalt). Jber. Mitt. ober-rhein. geol. Ver., N.F. 82, 235 - 244.
- GRÜNDEL, J. (1980): Bemerkungen zur Überfamilie Cerithiopsacea H. & A. Adams, 1854 (Gastropoda) sowie zur Fassung einiger ihrer Gattungen. Zool. Anz., Jena 204 (3/4), 209-264.
- GRÜNDEL, J. (1997): Die Gastropodenfauna des Rupels von Amsdorf (westlich Halle). Palaeontogr., A 243, 1-36.
- GÜRS, K. (1995): Revision der marinen Molluskenfauna des Unteren Meeressandes (Oligozän, Rupelium) des Mainzer Beckens. 314 S.; Mainz (Diss. Univ. Mainz).
- GÜRS, K. & JANSSEN, A.W. (2004): Sea-level related molluscan plankton events (Gastropoda, Euthecosomata) during the Rupelian (Early Oligocene) of the North Sea Basin. Netherlands Journal of Geosciences, 83 (3), 199-208.
- HAQ, B. U., HARDENBOL, J. & VAIL, R. P. (1987): Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. Science, 235, 1156 - 1166.
- JANSSEN, R. (1978a): Die Mollusken des Oberoligozäns (Chattium) im Nordsee-Becken. 1. Scaphopoda, Archaeogastropoda, Mesogastropoda. Arch. Moll., 109 (1/3), 137-227.
- JANSSEN, R. (1978b): Revision der Polyplacophora des Oligozäns in Mitteleuropa. Arch. Moll., 108 (4/6), 215-235.
- JANSSEN, R. (1978c): Die Scaphopoden und Gastropoden des Kasseler Meeressandes von Glimmerode (Niederhessen). Geol. Jb. (A) 41, 3-95.
- JANSSEN, R. (1979): Die Mollusken des Oberoligozäns (Chattium) im Nordsee-Becken. 2. Neogastropoda, Euthyneura, Cephalopoda. Arch. Moll., 109 (4/6), 277-376.
- JANSSEN, R. (1984): Eine Zeidora-Art aus dem Oligozän des Mainzer Beckens. Arch. Moll., 115, 119-123.
- KOENEN, A. VON (1863): Über die Oligocän-Tertiärschichten der Magdeburger Gegend. Z. Dtsch. Geol. Ges., 15, 611-618.
- KOENEN, A. VON (1865): Die Fauna der unteroligozänen Tertiärschichten von Helmstedt bei Braunschweig. Z. dt. Geol. Ges., 17, 459-534.
- KOENEN, A. VON (1867-1868): Das marine Mittel-Oligocän Norddeutschlands und seine Mollusken-Fauna. Palaeontogr., 16 (2), 53-128, Taf. 6-7 (1867); (3): 145-158, Taf. 12-14 (1867); (6): 223-295, Taf. 26-30 (1868).
- KOENEN, A. VON (1889-1894): Das norddeutsche Unteroligozän und seine Molluskenfauna. Abh. geol. Spez.-Kte. v. Preuß. etc., 10 (1), 1-280 (1889); (2), 281-574 (1890); (3), 575-818 (1891); (4), 819-1004 (1892); (5), 1005-1248 (1893); (6), 1249-1392 (1894); (7), 1393-1458 (1894).
- Koken, E. (1884): Ueber Fisch-Otolithen, insbesondere über diejenigen der norddeutschen Oligocän-Ablagerungen. Z. dt. geol. Ges., 36, 500-565.
- Koken, E. (1891): Neue Untersuchungen an tertiären Fisch-Otolithen. II. Z. dt. geol. Ges., 43, 77-153.
- Köthe, A. (1990): Paleogene Dinoflagellates from the Northwest Germany - Biostratigraphy and Paleoenvironment. Geolog. Jb., A118, 109 S.
- Köthe, A. (2005): Korrelation der Dinozysten-Zonen mit anderen biostratigraphischen wichtigen Zonierungen im Tertiär Norddeutschlands. Revue de Paléobiologie, 22(2), 895-923, 18 Abb.
- KÖTHE, A. (2009): Calcareous Nannoplankton and Dinoflagellate Cysts Paleogene biostratigraphy of the Loburg I/90 cored borehole (Saxony-Anhalt, central Germany). - Zeitschrift für Geologische Wissenschaften, 37 (6): 381-425.
- KRUTZSCH, W. (2008): Die Bedeutung der fossilen Pollengattung *Mediocolpopollis* Krutzsch 1959 (fam. Santalaceae) für die Gliederung des Obereozän im mitteldeutschen Ästuar. Hallesches Jab. Geow-

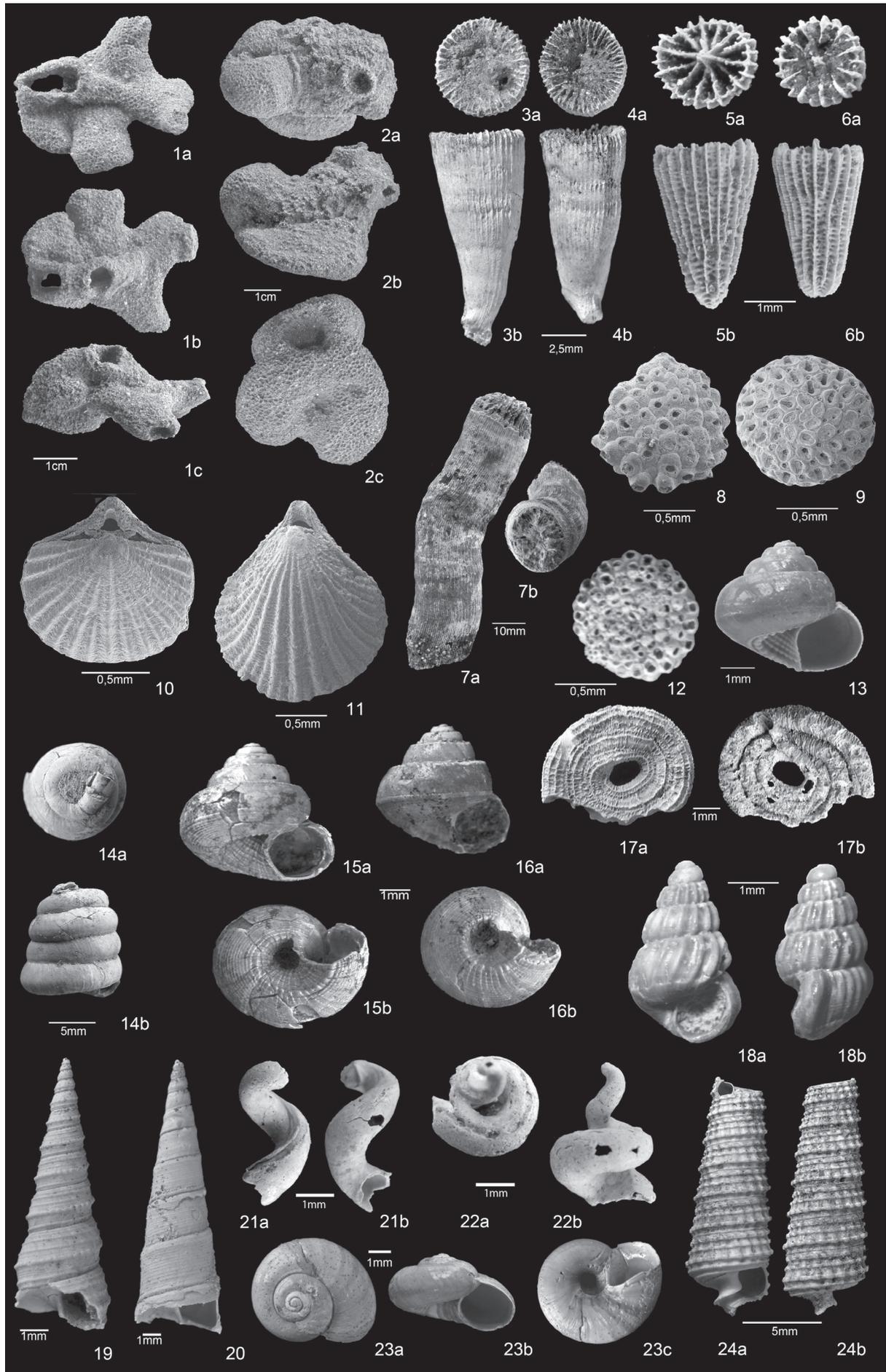
- iss., Bh. 25: 103 S.
- KUSTER-WENDENBURG, E. (1973): Die Gastropoden aus dem Meeressand des Mainzer Beckens. Abh. Hess. Landesmuseum für Bodenforschg., 67, 170 S.
- KUNZ, N. (2002): Setzungen der Strompfeiler der Kanalbrücke über die Elbe. Vortrag 5 Kolloquium 16.05.2002, Bundesanstalt für Wasserbau, File im Internet unter: <http://www.baw.de/vip/abteilungen/wbk/event/2002-05-16/vortrag5.pdf>
- KUTSCHER, M. (1985): Die Echinodermen des Magdeburger Grünsandes (Mittel-Oligozän). Abh. u. Ber. Naturkd. Vorgesch. (12 (6), 3-14.
- MARQUET, R., LENAERTS, J., KARNEKAMP, C. & SMITH, R. (2008): The molluscan Fauna of the Borgloon Formation in Belgium (Rupelian, Early Oligocene). *Palaeontos*, 12, 100 S.
- MARQUET, R., LENAERTS, J. & LAPORTE, J. (2012): A systematic study of the *Bivalvia* (Mollusca) from the Grimmertingen Sand Member and from the Klimmen Member / Early Oligocene) in Belgium and the Netherlands. *Palaeontos*, 22: 1-151.
- MOTHS, H. (2000): Die Molluskenfauna im Rupelton der Ziegeleitongrube Malliß im Wanzeberg (südwestl. Mecklenburg-Vorpommern). 103 S., Regionalmuseum des Amtes Malliß.
- MÜLLER, A. (1983): Fauna und Palökologie des marinen Mitteloligozäns der Leipziger Tieflandsbucht (Böhlener Schichten). *Altenb. naturwiss. Forsch.*, 2: 152 S.
- MÜLLER, A. (2008): Obereozäne und oligozäne marine Faunen Mitteldeutschlands – eine Übersicht. Mit einer lithostratigraphischen Neugliederung des Unteroligozäns im Südraum Leipzig. *Z. dt. Ges. Geowiss.*, 159/1, 23-79.
- MÜLLER, A. (2011a) Der Steinbruch Mammendorf bei Magdeburg – Ein Felslitoral der unteroligozänen Nordsee. *Geologica Saxonica*, 57, 3-120.
- MÜLLER, A. (2011b): First record of fossil *Cornisepta* Mc Lean, 1998 (Gastropoda: Fissurellidae) from the early Oligocene of Mammendorf (Sachsen-Anhalt, Central Germany). *Arch. Molluskenkunde*, 140 (2), 239-244.
- MÜLLER, A. & ROSENBERG, A. (2000): Fischotolithen (Pisces: Teleostei) aus dem Unteroligozän Mitteldeutschlands. *Leipziger Geowiss.*, 12, 712-141.
- PHILLIPI, R.A. (1843): Beiträge zur Kenntnis der Tertiärversteinerungen des nordwestlichen Deutschlands. 85 S.; Fischer, Kassel.
- PHILIPPI, R.A. (1846-1847): Verzeichnis der in der Gegend von Magdeburg aufgefundenen Tertiärversteinerungen. *Palaeontogr.*, 1 (1): 42-44 (1846); (2): 45-90 (1847).
- RADZINSKI, K.-H. (1997): Fachinformationssystem Geologie im Bundesland Sachsen-Anhalt – Schlüsselliste für das Datenfeld Stratigraphie (STRAT). *Mitt. Geol. Sachsen-Anhalt, Beih.* 2, 49 S.
- REGIUS, K. (1948): Vier kleine Mitteilungen über den Untergrund der Stadt Magdeburg. *Mitt. Mus. Naturkd. Vorgesch. Magdeburg* 1, Heft 2, 49-160.
- REGIUS (1962): Fossilien aus dem Magdeburger Grünsand am Schroteplatz in Magdeburg. *Abh. u. Ber. f. Naturkunde und Vorgeschichte*, 11 (3), 39-41.
- REUSS, A. E. (1855): Beiträge zur Charakteristik der Tertiärschichten des nördlichen und mittleren Deutschlands. *Sitzungsber. K. Akad. Wiss. Wien*, 18, 197-273.
- REUSS, A. E. (1867): Über einige Bryozoen aus dem deutschen Unteroligozän. *Sitzungsber. K. Akad. Wiss. Wien, Abt. 1*, 55, 1/5, 216-234.
- ROEMER, F.A. (1863): Beschreibung der norddeutschen tertiären Polyparien. *Palaeontogr.*, 9 (1), 199–246.
- SANDBERGER, F. (1858-1863): Die Conchylien des Mainzer Tertiärbeckens.- 458 S., 35 Taf.: (1) 1-40, Taf. 1-5 (1858); (2) 41-72, Taf. 6-10 (1858); (3) 73-112, Taf. 11-15 (1859); (4) 113-152, Taf. 16-20 (1860); (5/6) 153-232, Taf. 21-30 (1861); (7) 233-270, Taf. 31-35 (1862); (8) 271-468 (1863); Wiesbaden (Kreidel).

- SCHNETLER, K.I. & BEYER, C. (1987): A late Oligocene (Chattian B) molluscan fauna from the clay-pit of Galten Brickworks at Norre Vissing, Jylland Denmark. *Contr. Tert. Quatern. Geol.*, 24 (3), 193-224.
- SCHNETLER, K.I. & BEYER, C. (1990): A late Oligocene (Chattian B) molluscan fauna from the coastal cliff at Morgenstrupp, north of Skive, Jutland, Denmark. *Contr. Tert. Quatern. Geol.*, 27 (2-3), 39-81.
- SCHNETLER, K.I. & PALM, E. (2008): The molluscan fauna of the Late Oligocene Branden Clay/Denmark. *Palaeontos* 15, 1-92.
- SCHREIBER, A. (1871): Einige mitteloligozäne Brachiopoden bei Magdeburg. *Zeitschrift für die Gesamten Naturwissenschaften (Naturwissenschaftlicher Verein für Sachsen und Thüringen in Halle)*, 37, 60-62.
- SCHREIBER, A. (1872a): Die mitteloligozänen Bryozoen des Grünsandes bei Magdeburg. *Zeitschrift für die Gesamten Naturwissenschaften (Naturwissenschaftlicher Verein für Sachsen und Thüringen in Halle)*, 39, 475-481.
- SCHREIBER, A. (1872b): Die Entwicklungsstufen einiger Gastropodenformen im Mittel-Oligocän Magdeburgs. *Zeitschrift für die Gesamten Naturwissenschaften (Naturwissenschaftlicher Verein für Sachsen und Thüringen in Halle)*, 39, 59-62.
- SCHREIBER, A. (1872c): Die Sedimente des Tertiärmeeres bei Magdeburg.- *Abhandlungen des naturwissenschaftlichen Vereins zu Magdeburg*, 3, 21-26.
- SCHREIBER, A. (1874): Beiträge zur Fauna des mitteloligozänen Grünsandes aus dem Untergrunde Magdeburgs. *Schulprogramm Real-Gymnasium Magdeburg*, 22 S.; Magdeburg.
- SCHREIBER, A. (1884): Die Fauna des Grünsandes im Gebiete der Stadt Magdeburg. *Abh. des Naturwissenschaftlichen Vereins zu Magdeburg*, 5, 32-39.
- SCHUDACK, M. & NUGLISCH, K. (2000): Unilokulare Lageriden aus dem Oligozän Sachsens-Anhalts (Mitteldeutschland). *Hall. Jb. Geowiss.*, 22: 105-139.
- SCHUDACK, M. & NUGLISCH, K. (2005): Benthosforaminiferen aus dem Unteroligozän der Bohrung Loburg 1/90 (Sachsen-Anhalt, Mitteldeutschland). *Hall. Jb. Geowiss.*, 27, 3-118.
- SCHUDACK, M. & NUGLISCH, K. (2013): Planktonforaminiferen aus dem Obereozän und Unteroligozän der Bohrung Loburg 1/90 (Sachsen-Anhalt, Deutschland). *Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften*, 35, 75-143.
- SEMPER, O. (1861): Beiträge zur Kenntniss der Tertiärformation. *Arch. Mecklenbg. Fr. Naturgesch.*, 15: 221-409.
- SEMPER, O. (1865): Additions au genre *Scissurella*.- *J. conch.*, 13, 283-289.
- SPEYER, O. (1862-1870): Die Conchylien der Casseler Tertiär-Bildungen. *Palaeontographica*, 9 (3) 91-141 (1862); (5) 153-198 (1863); 16 (4/5) 175-218 (1867); (7) 297-339 (1869); (19) 47-101 (1870); 159-202 (1870).
- SPIEGLER, D. (1965): Biostratigraphie des Rupels auf Grund von Foraminiferen im nördlichen Deutschland.- *Geologisches Jahrbuch*, 82, 447-486.
- STEURBAUT, E. (2006): Ypresian. *Geologica Belgica*, 9 (1-2), 73-93.
- STOLICZKA, F. (1862): Oligocäne Bryozoen von Latdorf in Bernburg. *Sitzungsber. K. Akad. Wiss. Wien*, 45, 71-79.
- STOLICZKA, F. (1864): Kritische Bemerkungen zu Herrn F.A. Roemers Beschreibung der norddeutschen tertiären Polyparien. *Neues Jb. Min. etc.*, 1864, 340-347.
- STÖWE, W. (1933): Das marine Mittel- und Oberoligozän auf der Halle-Hettstedter Gebirgsbrücke. *J.b. Hall. Verb. Erforsch. mitteilt. Bodenschätze*, N. F. 12: 35-166.
- TEMBROCK M.L. (1964): Einige Beispiele von Faziesabhängigkeit bei tertiären Gastropoden. *Ber. Geol. Ges. DDR*, 9: 311-337.
- TEMBROCK, M.L. (1965): Erläuterungen zur Gattung *Streptochetus* Cossmann (Gastropoda). *Senckenb. Lethaea*, 46a: 427-439.
- TEMBROCK, M.L. (1968): Taxionomisch-

- stratigraphische Studie zur Scalaspira-Gruppe (Gastropoda, Tertiär). Paläont. Abh., Abt. (A) 3 (2), 193-322.
- THEODOR, M. (2011): Foraminiferen-Vergesellschaftungen der Eozän/Oligozän-Grenze von Atzendorf bei Staßfurt (Sachsen-Anhalt). Unveröff. Diplomarbeit Univ. Hamburg, 122 S., Hamburg.
- VAN SIMAEYS, S. (2004b): The Rupelian-Chattian boundary in the North Sea Basin and its calibration to the international time-scale. *Netherlands Journal of Geosciences*, 83 (3): 241-248.
- VAN SIMAEYS, S.; DE MAN, E. & VANDENBERGHE, N. (2007): Re-Assessment of the new geological map of Belgium: Earliest Oligocene dinoflagellate cyst-based ages in the Leuven area (sheet 24 Aarschot). *Geologica Belgica* (2007) 10/1-2, 39-46.
- WAGENBRETH, O. & STEINER, W. (1989): Geologische Streifzüge: Landschaft und Erdgeschichte zwischen Kap Arkona und Fichtelberg., 3. Aufl., 199 S., (Deutscher Verl. f. Grundstoffind.).
- WELLE, J. (1998a): Oligozäne Mollusken aus dem Schacht 8 der Bergwerksgesellschaft Sophia Jacoba bei Erkelenz (Niederheinische Bucht) Teil 2: Gastropoda. *Leipziger Geowiss.*, 6, 1-197.
- WELLE, J. (1998b): Die Molluskenfauna des Rupeltons im Tagebau Amsdorf westlich von Halle, Systematik und Paläoökologie. *Münster. Forsch. Geol. Paläont.*, 85, 137-187.
- WELLE, J. (1998c): Oligozäne Mollusken aus dem Schacht 8 der Bergwerksgesellschaft Sophia Jacoba bei Erkelenz (Niederrheinische Bucht); Teil 3: Paläoökologie. *Münster. Forsch. Geol. Paläont.*, 85, 43-136.
- WELLE, J. (2009): Die Molluskenfauna des Magdeburger Sandes (Rupelium s.str.) aus dem Stadtgebiet von Magdeburg (Sachsen-Anhalt); Teil II: Amphineura und Gastropoda. *Abh. Ber. f. Naturk.*, 32, 83-211.
- WELLE, J. & NAGEL, J. (2003): Die Molluskenfauna des Magdeburger Sandes (Rupelium s.str.) aus dem Stadtgebiet von Magdeburg (Sachsen-Anhalt); Teil I: Bivalvia und Scaphopoda. *Abh. u. Ber. f. Naturkunde*, 26, 33-111.
- WIEGERS, F. (1924): Geologisches Wanderbuch für den Regierungsbezirk Magdeburg, 296 S., Enke Verlag, Stuttgart.
- WOLTERSTORFF, W. (1894): Ueber die Auffindung des Unteroligocäns in Magdeburg-Sudenburg. *Festschr. Naturwiss. Ver. Magdeburg*, 25-39; Magdeburg.
- WOYDACK, A. (1998): Die Fischfauna des Rupeltons im Tagebaue Amsdorf (Mitteldeutschland). *Münstersch. Forsch. Geol. Paläont.*, 85, 189-201.
- ZACHOS, J. C., QUINN, T. M. & SALAMY, K. A. (1996): High resolution (104 years) deep-sea foraminiferal stable isotope records of the Eocene–Oligocene climate transition. *Paleoceanography*, 11, 251–266.
- ZIEGENHARDT, W. & KRAMER, H.-J. (1968): Der känozoische Sedimentationsablauf in der Egelner Südmulde - Ein Beitrag zur Kinematik und Dynamik halokinetisch angelegter Randsenken. *Geologie*, 17 (8), 902 – 919.
- ZELINSKAYA, V. A. (1975): *Brakhiopody paleogena Ukrainy*. 148 S., Naukova Dumka, Kiev.
- ZINCKEN, F. (1867): *Die Physiographie der Braunkohle*. 818 S., A. Krüger Verlagsbuchhandlung (Leipzig).

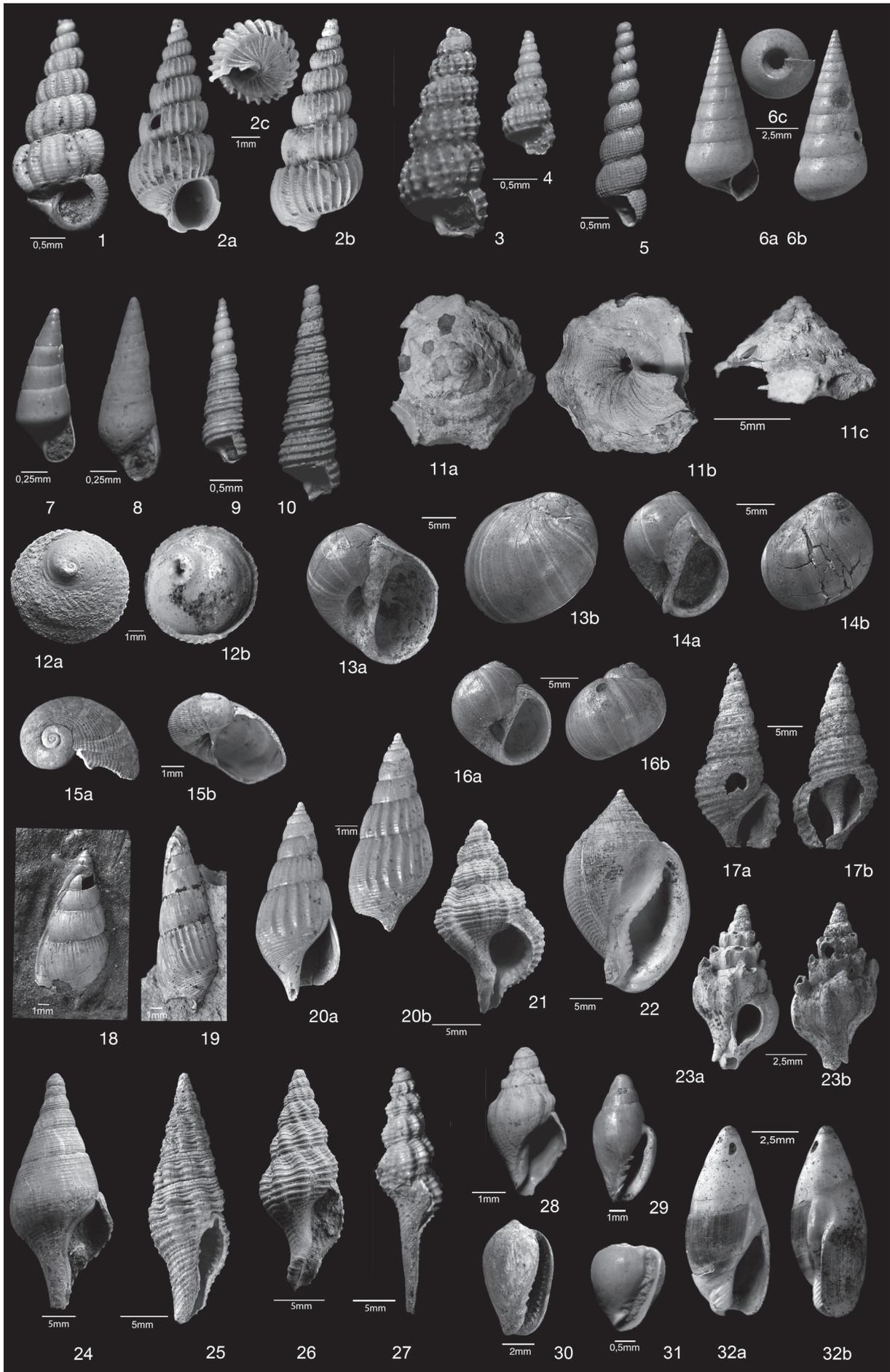
Tafel 1

- 1/2: Pyritisierte Schwämme, Intervall U-4, Nr. AZ-0276 und AZ-0274.
3-4: *“Trochocyathus”* cf. *glaber* PHILIPPI, 1863, Intervall O-1, Nr. AZ-0601.
5-6: *Turbinolia* cf. *laminifera* KEFERSTEIN, 1859, Intervall O-1, Nr. AZ-0605.
7: *“Balanophyllia”* cf. *subcylindrica* PHILIPPI, 1843, Kippe, Nr. AZ-0685.
8: *Stichoporina reussi* STOLICZKA, 1862, Intervall O-1, AZ-0680.
9: *Setosinella* cf. *placentula* REUSS, 1867, Intervall O-1, AZ-0681.
10: *Orthothyris pectinoides* (v. KOENEN, 1894), Intervall O-1, AZ-0683.
11: *Rhynchonellosis vincenti* (BOSQUET, 1862), Intervall O-1, AZ-0684.
12: *Orbitulipora* cf. *petiolus* (LONSDALE, 1850), Intervall O-1, AZ-0682.
13: *Solariella* cf. *plicatula* (v. KOENEN, 1892), Intervall O-1, Nr. AZ-0459,
14-15: *Solariella carinata* (v. KOENEN, 1892), Intervall U-4, Nr. AZ-0479.
16: *Vermetus cellulosus* v. KOENEN, 1891, Intervall O-1, Nr. AZ-0471.
17: *Burtinella turbinata* (PHILIPPI, 1846), O-3, Nr. AZ-0296.
18: *Alvania flexuosa* (v. KOENEN, 1892), Kippe, Nr. AZ-0002.
19: *Haustator crenulatus* (NYST, 1843), Intervall O-3, Nr. AZ-0577.
20: *Protoma? infundibulum* (v. KOENEN, 1891), Intervall O-6, Nr. AZ-0576.
21: *Tenagodus* sp., Intervall O-2, Nr. AZ-0597
22: *Tenagodus* cf. *squamulosus* (v. KOENEN, 1891), Intervall O-2, Nr. AZ-0585.
23: *Omalogyra? elatum* (v. KOENEN, 1892), Intervall O-1, Nr. AZ-0472.
24: „*Cerithiopsis*“ *saxonicum* v. KOENEN, 1891, Intervall IV-U, Nr. AZ-0387.



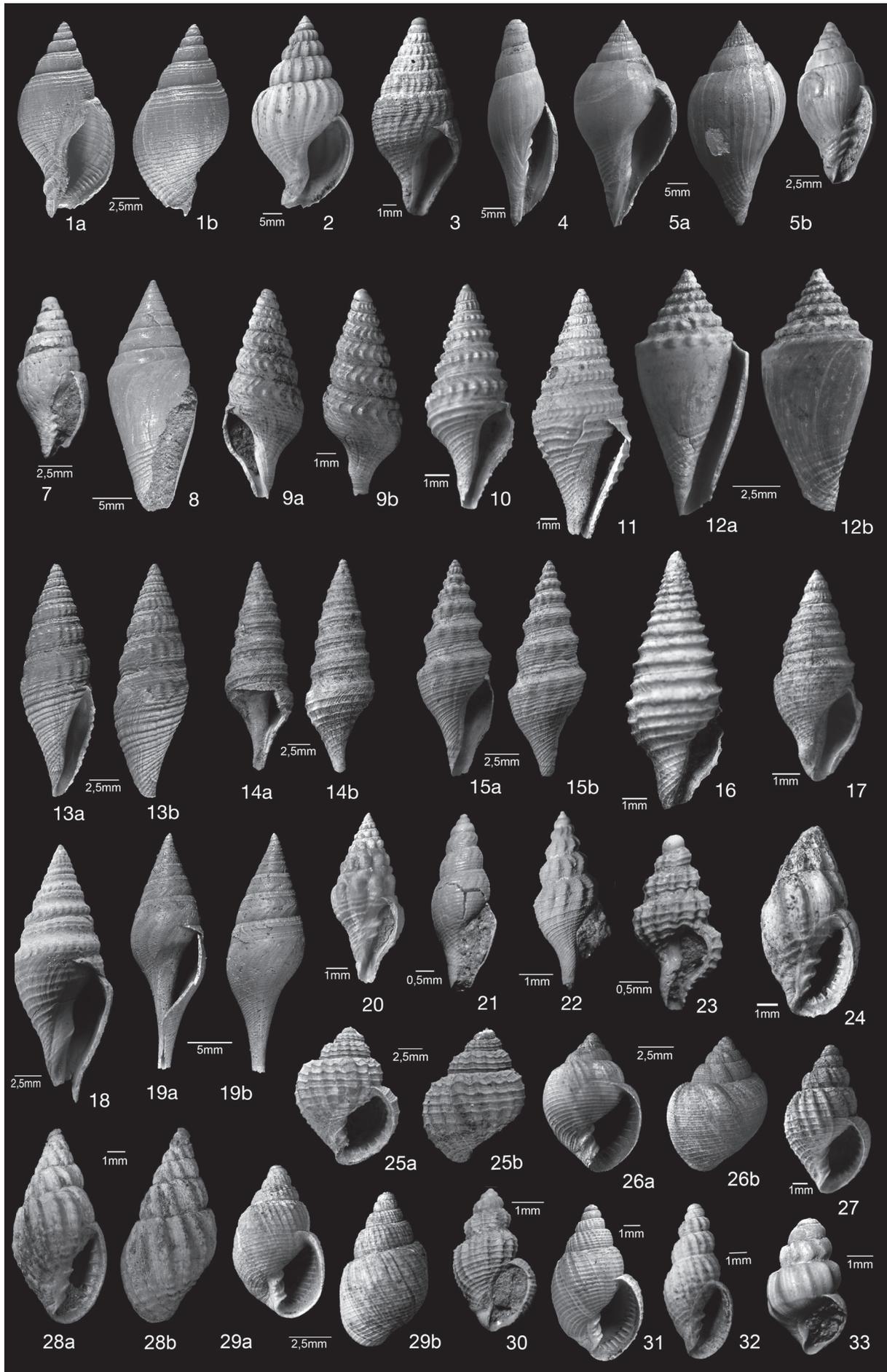
Tafel 2

- 1: *Pliciscala* sp., Kippe, Nr. AZ-0073.
- 2: *Acrilla curta* v. KOENEN, 1891, Intervall O-1, Nr. AZ-0570
- 3-4: *Tenuiscala (Cerithiscala)* sp., Nr. AZ-0066, Kippe.
- 5: *Aclis (Graphis) crinita* v. KOENEN, 1891, Nr. AZ-0072, Kippe.
- 6: *Niso turris* v. KOENEN, 1865, Niveau I-U, Nr. AZ-0442.
- 7: *Balcis alba naumanni* (v. KOENEN, 1867), Nr. AZ-0018/1, Kippe.
- 8: *Eulima* sp., Nr. AZ_0018_2, Kippe.
- 9/10: “*Cerithiella*” *spicula* v. KOENEN, 1891, Kippe, Nr. AZ-0030 und AZ-0064.
- 11: *Xenophora solida* v. KOENEN, 1867.
- 12: *Calyptraea striatella* (NYST, 1843), Intervall O-1, Nr. AZ-0455.
- 13: *Sigatica hantoniensis* (PILKINGTON, 1804), Niveau IV-U, AZ-0546.
- 14: *Euspira dilatata* (PHILIPPI, 1843), Niveau IV-U, Nr. AZ-0547.
- 15: *Sigaretus rotundatus* v. KOENEN, 1891, Intervall O-1, AZ-0569.
- 16: *Euspira achatensis* (RECLUZ), Niveau IV-U, Nr. AZ-0550.
- 17: *Tibia (Sulcogladus) excelsa* (GIEBEL, 1864) Niveau IV-U, AZ-0364.
- 18/19: *Ectinochilus planum* (BEYRICH, 1854), Intervall O-3, Nr. AZ-0408 und 0409.
- 20: *Rimella* sp., juvenil, Intervall O-1, Nr. AZ-0473.
- 21: *Sassia flandrica* (DE KONINCK, 1837), Intervall O-1, Nr. AZ-0268.
- 22: *Sconsia ambigua* (SOLANDER in BRANDER, 1766), Niveau IV-U, Nr. AZ-0542.
- 23: *Lyrotyphis schlotheimi* (BEYRICH, 1854), Niveau IV-U, Nr. AZ-0529.
- 24: *Clavilithes egregius* (BEYRICH, 1856), Intervall O-3, Nr. AZ-0235.
- 25: *Dolicholairus funiculosus* (LAMARCK, 1803) Niveau IV-U, Nr. AZ-0523.
- 26: *Streptochetus hecticus* (v. KOENEN, 1889), Intervall O-1, Nr. AZ-0237.
- 27: *Fusinus* cf. *multispiratus* (v. KOENEN, 1889), Kippe, Nr. AZ-0009.
- 28: *Fusulculus nodulosa* (BEYRICH, 1854), Kippe, Nr. AZ-0034.
- 29: *Marginella (Stazzania?) intumescens* v. KOENEN, 1890, Niveau IV-U, Nr. AZ-0382.
- 30: *Gibberula perovalis* (v. KOENEN, 1890), Kippe, Nr. AZ-0083.
- 31: *Marginella (Persicula?) brevis* v. KOENEN, 1890, Kippe, Nr. AZ-0084.
- 32: *Ancillus singularis* v. KOENEN, 1886, Niveau I-U, Nr. AZ-0447.



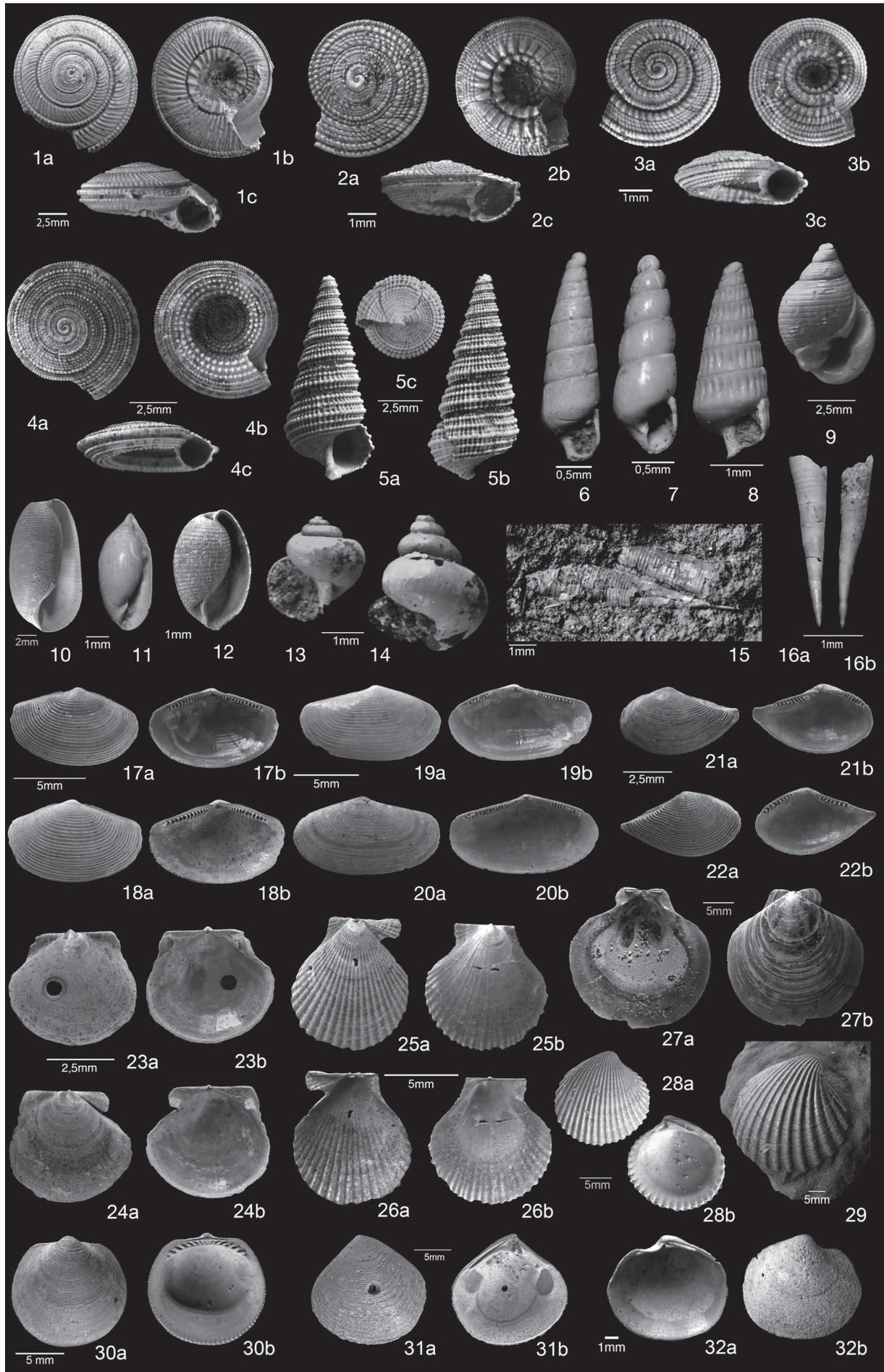
Tafel 3

- 1: *Pseudocominella bullatum* (PHILIPPI, 1843), Intervall O-3, Nr. AZ-0243.
- 2: *Pseudoneptunea scalariformis* (NYST, 1843), Intervall O-1, Nr. AZ-0472.
- 3: *Crassispira hoffmanni* (PHILIPPI, 1843), Niveau IV-U, Nr. AZ-0363.
- 4: *Scaphella siemsseni* (BOLL, 1851), Intervall O-3, Nr. AZ-0272.
- 5: *Volutilithes suturalis* (NYST, 1836), Intervall O-3, Nr. AZ-02870.
- 6: *Conomitra inornata* (BEYRICH, 1854), Nr. AZ-0086, Kippe.
- 7: *Conomitra sulcifera* (v. KOENEN, 1890), Nr. AZ-0088, Kippe.
- 8: *Conorbis procerus* v. KOENEN, 1890, Intervall O-3, Nr. AZ-0363
- 9: „*Pleurotoma*“ *perversa* PHILIPPI, 1843, Intervall O-1, Nr. AZ-0440.
- 10: *Gemmula odontophora* (v. KOENEN, 1890), Niveau IV-U, Nr. AZ-0404.
- 11: *Gemmula odontella* (EDWARDS, 1861), Intervall O-1, Nr. AZ-0415.
- 12: *Conus (Hemiconus) plicatilis* v. KOENEN, 1890, Niveau I-U, Nr. AZ-0521.
- 13: „*Pleurotoma*“ *cathedralis* v. KOENEN, 1890, Intervall O-1, Nr. AZ-0259.
- 14: *Asthenotoma* cf. *helicoides* (EDWARDS, 1860), Niveau IV-U, Nr. AZ-0368.
- 15: „*Pleurotoma*“ cf. *semilaevis* (PHILIPPI, 1843), Intervall O-3, Nr. AZ-0254.
- 16: *Drillia?* sp., Niveau IV-U, Nr. AZ-0533.
- 17: *Asthenotoma?* sp., Niveau IV-U, Nr. AZ-0429.
- 18: *Bathytoma subcylindrica* (v. KOENEN, 1890), Intervall O-3, Nr. AZ-0250.
- 19: *Orthosurcula* sp., Intervall O-1, Nr. AZ-0368
- 20: *Cordieria* aff. *gracilis* (SANDBERGER, 1862).
- 21: *Amblyacrum* sp., Kippe, Nr. AZ-0011.
- 22: *Sorgenfreispira?* sp., Kippe, Nr. AZ-0012.
- 23: *Benthomangelia pfefferi* (v. KOENEN, 1867), Kippe, Nr. AZ-0050.
- 24: *Unitas* sp., Horizont IV-U, Nr. AZ-0373.
- 25: *Admetula* ex gr. *evulsa* (SOLANDER, 1766), Niveau I-U, Nr. AZ-0450.
- 26: „*Cancellaria*“ *laevigata* v. KOENEN, 1889., Niveau IV-U, Nr. AZ-0378.
- 27: *Bonellitia* cf. *rugosa* (v. KOENEN, 1889), kleineres Exemplar, Niveau IV-U, Nr. AZ-0535.
- 28: *Unitas* cf. *labratula* (v. KOENEN, 1889), Niveau IV-U, Nr. AZ-0376.
- 29: *Unitas* sp., Intervall IV-U, Nr. Az-0374.
- 30: *Babylonella* cf. *pusilla* (PHILIPPI, 1843), Kippe, Nr. AZ-0079.
- 31: *Coptostoma planistria* (v. KOENEN, 1889) Intervall O-1, Nr. AZ-0083.
- 32: *Unitas* cf. *elongata* (NYST, 1843), Niveau IV-U, Nr. AZ-0370.
- 33: *Sveltella* cf. *nana* (DESHAYES, 1864), Kippe, Nr. AZ-0078.



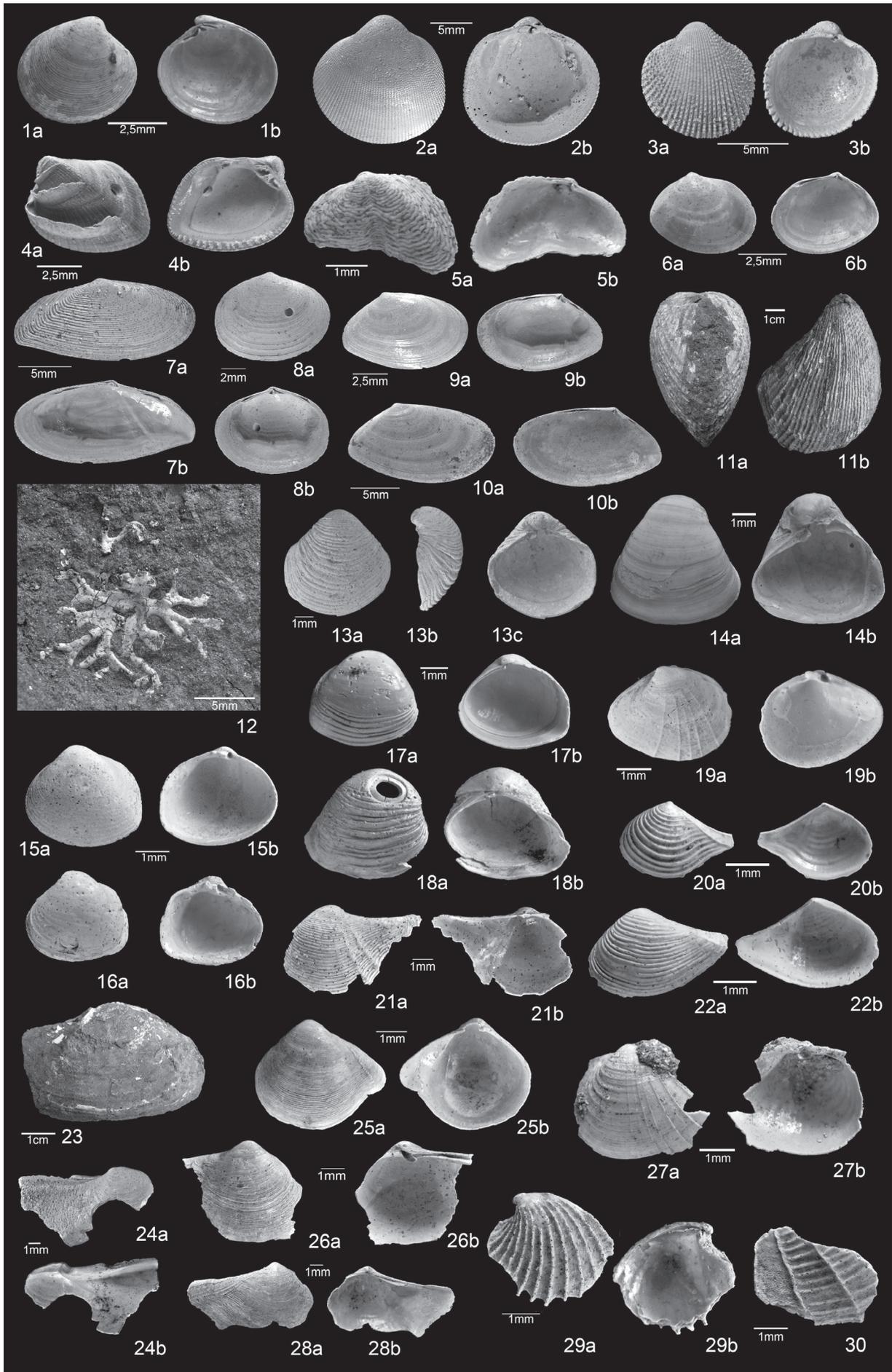
Tafel 4

- 1: *Architectonica dumonti* (NYST, 1845), Intervall O-1, Nr. AZ-0229.
- 2: *Architectonica ewaldi* (v. KOENEN, 1891), Intervall O-2, Nr. AZ-0578.
- 3: *Architectonica* sp., Niveau II-U, Nr. AZ-0582.
- 4: *Granosolarium canaliculatum* (LAMARCK, 1804), Niveau IV-U, Nr. AZ-0520.
- 5: *Mathilda scabrella* SEMPER, 1865, Niveau IV-U, Nr. AZ-0527.
- 6: *Syrnola* sp., Nr. AZ-0028, Kippe.
- 7: *Odostomia evoluta* v. KOENEN, 1891, Kippe, Nr. AZ-0074.
- 8: *Turbonilla impressa* v. KOENEN, 1891, Kippe, Nr. AZ-0025.
- 9: *Ringicula aperta* v. KOENEN, 1892, Kippe, Nr. AZ-0024.
- 10: *Cylichna interstincta* v. KOENEN, 1892, Intervall O-1, Nr. AZ-0261.
- 11: *Volvula intumescens* v. KOENEN, 1892, Kippe, Nr. AZ-0021.
- 12: *Atys clara* v. KOENEN, 1892, Intervall O-1.
- 13: *Limacina dilatata* v. KOENEN, 1894, Intervall U-4.
- 14: *Heliconoides conica* v. KOENEN, 1894, Intervall U-4.
- 15-16: *Creseis cincta* v. KOENEN, 1894, Intervall O-3, Nr. AZ-0411 und AZ-0029.
- 17-18: *Nuculana brevis* (v. KOENEN, 1893), Intervall O-1, Nr. AZ-0518.
- 19-20: *Nuculana perovalis* (v. KOENEN, 1893), Intervall O-1, Nr. AZ-0517.
- 21-22: *Saccella galeottina* (NYST, 1843), Intervall O-1, Nr. AZ-0516.
- 23-24: *Similipecten hauchecornei* (SPEYER & v. KOENEN, 1884), Intervall O-1, Nr. AZ-0515.
- 25-26: *Chlamys bellicostatus* (WOOD, 1861), Intervall O-1, Nr. AZ-0462.
- 27: *Lentipecten corneus* (J. SOWERBY, 1812), Intervall O-1, Nr. AZ-0197.
- 28: *Cyclocardia* sp., Niveau Intervall O-1, Nr. AZ-0202.
- 29: *Cyclocardia* cf. *dunkeri* (PHILIPPI, 1847), Intervall O-1, Nr. AZ-0227.
- 30: *Glycimeris* sp., Intervall O-1, Nr. AZ-0213.
- 31: *Crasatina (Chattonia) astarteiformis* (NYST, 1847), Intervall O-1, Nr. AZ-0203.
- 32: *Gonimyrtea droueti gracilis* (NYST, 1843), Intervall O-1, Nr. AZ-0469.



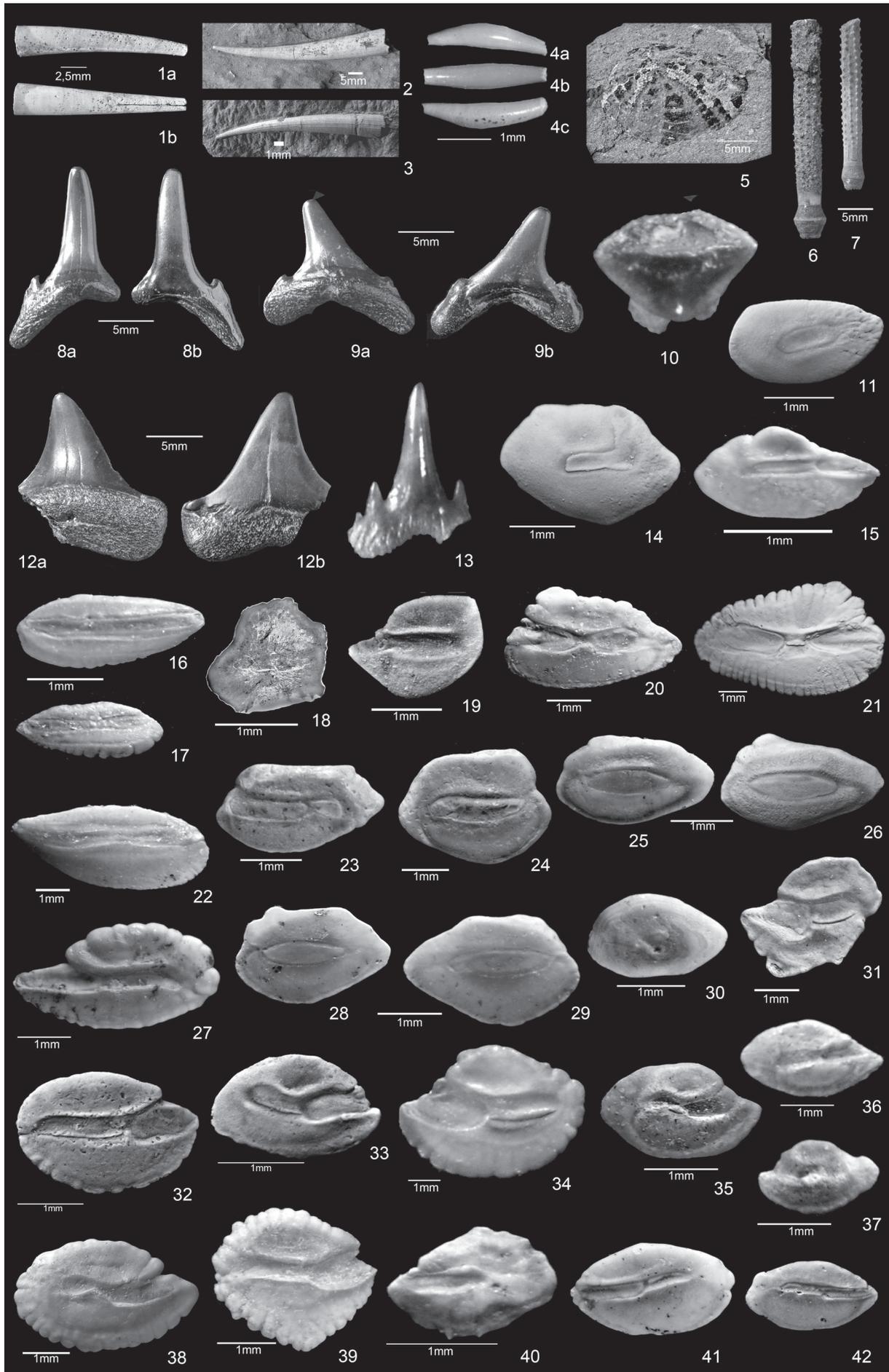
Tafel 5

- 1: *Circe* (s. lat.) *edwardsi* v. KOENEN, 1867, Intervall O-1, Nr. AZ-0511.
- 2: *Laevicardium* (*Habecardium*) *tenuisulcatum* (NYST, 1836), Intervall O-1, Nr. AZ-0199.
- 3: *Parvicardium rectispina* (v. KOENEN, 1893), Intervall O-1, Nr. AZ-0422.
- 4: *Petalocardia postera* (v. KOENEN, 1868), Intervall O-1, Nr. AZ-0508.
- 5: *Anisodonta rugifera* v. KOENEN, 1893, Intervall O-1, Nr. AZ-0519
- 6: *Abra brevis* (BOSQUET, 1852), Intervall O-1, Nr. AZ-0507.
- 7: *Tellina conspicua* v. KOENEN, 1894, Intervall O-1, Nr. AZ-0206.
- 8: *Tellina* aff. *lamellata* EDWARDS, Intervall O-1, Nr. AZ-0216.
- 9: *Abra* cf. *bosqueti* (SEMPER, 1861), Intervall O-1, Nr. AZ-0505.
- 10: *Abra protensa* (v. KOENEN, 1894), Intervall O-1, Nr. AZ-0505.
- 11: *Pholadomya weissei* (PHILIPPI, 1846), Intervall O-3, Nr. AZ-0215
- 12: *Clavagella* (*Stirpulina*) cf. *goldfussi* PHILIPPI, 1851, Intervall O-3, Nr. AZ-0428.
- 13: *Caestocorbula henckeli* (NYST, 1836), Intervall O-1, Nr. AZ-0563.
- 14/19: *Corbula descendens* v. KOENEN, 1894, Intervall O-1, Nr. AZ-0561 und AZ-0560.
- 15/16: *Corbula conglobata* v. KOENEN, 1894, Intervall O-1, Nr. AZ-0595.
- 17/18: *Corbula conglobata* v. KOENEN, 1894, Intervall O-1, Nr. AZ-0594.
- 20: *Spheniopsis curvata* (v. KOENEN, 1894), Intervall O-1, Nr. AZ-0592.
- 21: *Cuspidaria* cf. *trilineata* (v. KOENEN, 1894), Intervall O-1, Nr. AZ-0588.
- 22: *Spheniopsis* sp., Intervall O-1, Nr. AZ-0592.
- 23/24: *Thracia scabra* v. KOENEN, 1894, Intervall O-3, Nr. AZ-0212 und Intervall O-1, Nr. AZ-0566.
- 25: *Cuspidaria* cf. *aloidiformis* GLIBERT & HEINZELIN, 1954, Intervall O-1, Nr. AZ-0590.
- 26: *Cuspidaria* cf. *inflexa* v. KOENEN, 1894, Intervall O-1, Nr. AZ-0591.
- 27: *Cuspidaria bisculpta* (v. KOENEN, 1894), Intervall O-1, Nr. AZ-0596
- 28: *Cuspidaria?* sp., Intervall O-2, Nr. AZ-0565.
- 29: *Verticordia angusticotata* PHILIPPI, 1844, Intervall O-1, Nr. AZ-0589.
- 30: *Neaeroporomya* sp., Intervall O-2, Nr. AZ-0593.



Tafel 6

- 1: *Dentalium geinitzi* v. KOENEN, 1892, Niveau I-U, Nr. AZ-0454.
- 2-3: *Fissidentalium acutum* (HEBERT, 1849), Intervall O-3, Nr. AZ-0286 und AZ-0287.0.
- 4: *Gadila cucuma* (v. KOENEN, 1892), Nr. AZ-0032, Kippe.
- 5: *Maretia* sp., Intervall O-3, Nr. AZ-0293.
- 6-7: *Stereocidaris anhaltina* (GIEBEL), Niveau I-U, Nr. AZ-0431.
- 8-9: *Carcharias* sp., Probe IV-13.
- 10: *Dasyatis* sp., Intervall O-1.
- 11: *Nettastoma lenticularis* (KOKEN, 1884), Intervall O-2.
- 12: *Macrorhizodus praecursor* (LERICHE, 1904), Probe IV-13.
- 13: *Scyliorhinus* sp., Intervall O-1.
- 14: *Hildebrandia fallax* KOKEN, 1891
- 15: *Synodontidarum indansi* SCHWARZHANS, 1977, Intervall O-3.
- 16-17: *Phycis magdeburgensis* MÜLLER & ROSENBERG, 2000, Intervall O-3
- 18: *Bregmaceros oblongus* SCHWARZHANS, 1977, Kippe, Nr. OM-292.
- 19: *Pseudargentina parvula* (KOKEN, 1891), Intervall O-1.
- 20: „genus *Macrouridarum*“ *altus* (NOLF, 1972), Intervall O-1.
- 21: *Coelorhynchus* sp., Intervall O-1.
- 22: *Protobrotula ensiformis* (Sturbaut & Herman, 1978), Intervall O-5.
- 23: *Hoplobrotula* sp., Intervall O-1.
- 24: *Monomitopus grimmertingensis* (NOLF, 1974), Intervall O-1.
- 25-26: „genus *Neobythitinarum*“ *brevis* NOLF, 1974, Intervall O-2.
- 27: *Diplectrum? anhalticus* MÜLLER & ROZENBERG, 2000, Intervall O-3.
- 28-29: „genus *Neobythitinarum*“ sp., Intervall O-1.
- 30: „genus *Antennariidarum*“ sp., Intervall O-2
- 31: *Trachichthodes* sp., Intervall O-5.
- 32: *Parascombrops martini* GAEMERS & HINSBERGH, 1978, Intervall O-3.
- 33: *Apogon ventrolobatus* SCHWARZHANS, 1977, Intervall O-2.
- 34: *Apogon* sp., Intervall O-3.
- 35: *Cepola* sp., Intervall O-3.
- 36: *Myoxocephalus* sp., Intervall O-3.
- 37: „genus *Blenniidarum*“ sp., Intervall O-3.
- 38: *Cepola* cf. *bartonensis* SCHUBERT, 1915, Intervall O-6.
- 39: *Epigonus* sp., Intervall O-6.
- 40: *Champsodon spinosus* SCHWARZHANS, 1977, Intervall O-2.



Aus dem Institut

Prof. Dr. GERHARD H. BACHMANN erhält die Hans-Stille-Medaille 2013

NORBERT HAUSCHKE

Institut für Geowissenschaften und Geographie, Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg, Von-Seckendorff-Platz 3, 06120 Halle, Germany.

Für sein herausragendes geowissenschaftliches Gesamtwerk wurde Herrn Prof. Dr. GERHARD H. BACHMANN, Institut für Geowissenschaften und Geographie der Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg, die Hans-Stille-Medaille 2013 der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften (DGG) zuerkannt.

Die nach dem deutschen Geologen HANS STILLE (1876–1966) benannte Auszeichnung ist einer der renommiertesten Preise der deutschen Geowissenschaften und wird jährlich vergeben. Die DGG ist die älteste und mit über 3.000 Mitgliedern größte deutsche geowissenschaftliche Vereinigung. Sie wurde bereits im Jahre 1848 in Berlin gegründet. Zu den Gründungsmitgliedern gehörten bedeutende Wissenschaftler wie ALEXANDER VON HUMBOLDT und LEOPOLD VON BUCH.

GERHARD H. BACHMANN hat in Stuttgart studiert und promoviert. Nach mehreren

Jahren als Wissenschaftlicher Assistent an der FU Berlin folgten fast 20 Jahre bei Preussag Erdöl-Erdgas, Hannover, wo er schließlich in leitenden Stellungen im In- und Ausland wirkte, darunter in den USA. Parallel zur Tätigkeit in der Industrie habilitierte er sich und wurde apl. Professor an der FU Berlin und der Universität Göttingen. 1994 nahm er einen Ruf auf die C4-Professur für Regionale und Historische Geologie an der Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg an. Prof. BACHMANN war entscheidend am Wiederaufbau des heutigen Instituts für Geowissenschaften und Geographie (damals: Institut für Geologische Wissenschaften und Geiseltalmuseum) beteiligt und wirkte mehrere Jahre als Prodekan und schließlich als Dekan des Fachbereichs Geowissenschaften. 2008 wurde er pensioniert, doch blieb er dem Institut weiterhin eng verbunden. Am 3. Juli 2013 beging Prof. BACHMANN seinen 70. Geburtstag.



Abb. 1 Prof. Dr. GERHARD H. BACHMANN erläutert auf einer Exkursion den Oberen Muschelkalk bei Künzelsau/Württemberg.

Prof. BACHMANNS Forschungstätigkeit ist national und international breit gefächert. Sie umfasst zahlreiche grundlegende Arbeiten zur Sedimentgeologie, Entwicklung von Sedimentbecken, Erdöl-Erdgas-Geologie, zu Perm und Trias sowie in späteren Jahren auch zur Geologie historischer Schlachtfelder. Hervorzuheben ist insbesondere sein großes Engagement für die Trias-Forschung. Er organisierte 1998 in Halle sehr erfolgreich das „Internationale Symposium zur Epikontinentalen Trias“, welches international ein breites Echo fand. Prof. BACHMANN initiierte und koordiniert auch die „International Triassic Field Workshops“, die in England und Sachsen-Anhalt ihren Ausgang nahmen und mittlerweile in verschiedenen europäischen Ländern eine Fortsetzung fanden. Zahlreiche Teilnehmer, auch aus nicht-europäischen Ländern, bezeugen das große Interesse an dieser Veranstaltung, die 2013 zum 10. Mal durchgeführt wurde, diesmal in Spanien. Der nächste Workshop findet im Februar 2014 in Israel statt. Aufgrund seiner großen Verdienste um die Perm- und Trias-Forschung wurden nach GERHARD H. BACHMANN bereits mehrere permische und triassische Fossilarten benannt.

In seiner Hallenser Zeit bildete die Geologie des mitteldeutschen Raumes einen seiner Forschungsschwerpunkte. Als Mitherausgeber des Standardwerks „Geologie von Sachsen-Anhalt“ konnte er sein großes Wissen um dieses Bundesland voll einbringen. Auch die Verbindung von Forschung und Lehre mit den praktischen Aufgaben in der Industrie war Prof. BACHMANN immer ein großes Anliegen. Stets war er darum bemüht, geowissenschaftliche Zusammenhänge einem großen Interessentenkreis zugänglich zu machen, vor allem auch in öffentlichen Vorträgen.

Die Stille-Medaille sollte Prof. BACHMANN im September 2013 auf der Tagung GeoPilsen 2013 überreicht werden. Wegen einer zeitgleich stattfindenden und schon lange geplanten Konferenz in Peking konnte er in Pilsen leider nicht anwesend sein. Der Text der Urkunde wurde den Teilnehmern bekannt gemacht und die Übergabe der Medaille auf die Tagung GeoFrankfurt 2014 verschoben.

10th International Triassic Field Workshop im September 2013 in Spanien

GERHARD H. BACHMANN¹ & NORBERT HAUSCHKE¹

¹) Institut für Geowissenschaften und Geographie, Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg, Von-Seckendorff-Platz 3, 06120 Halle, Germany.

Der nunmehr 10. „International Triassic Field Workshop“ fand vom 23.-27. September 2013 in den Iberischen Ketten östlich von Madrid statt. Organisiert wurde die sehr erfolgreiche Geländeveranstaltung von JOSÉ LOPEZ-GÓMEZ, RAÚL DE LA HORRA, ALFREDO ARCHE und weiteren Kollegen der Universität Madrid sowie der Universitäten Valencia und Zaragoza. Die Teilnehmer kamen aus Spanien, Deutschland, Frankreich, Italien, Polen und China.

Der Schwerpunkt der Exkursion lag dabei auf Entwicklungen innerhalb des Iberischen Beckens vom Initialstadium im frühen Perm bis hin zur ersten und zweiten marinen Ingression aus der Tethys in der Mitteltrias.

Um die zum Teil unterschiedlichen Entwicklungen innerhalb des kastilischen bzw. aragonesischen Astes des Beckens studieren zu können, wurden zwei verschiedene Regionen angefahren. An den ersten beiden Tagen wurden sieben Aufschlüsse im östlich von Cuenca gelegenen Gebiet zwischen Boniches – Cañizar – Henarejos besucht, während am dritten und vierten Tag jeweils vier weitere Aufschlüsse im Gebiet von Montalbán – Peñarroyas – Torre de las Arcas, nordöstlich von Teruel gelegen, auf dem Programm standen. Das Perm ist dort kontinental und lückenhaft entwickelt und führt, ähnlich wie in Mitteleuropa, auch frühpermische Vulkanite, die im Hochgebiet von Ateca – Montalbán gezeigt wurden. Der ebenfalls



Abb. 1 Teilnehmer des 10th International Triassic Field Workshop in Spanien.

kontinentale „Buntsandstein“ erinnert stark an die Verhältnisse in der Germanischen Trias, desgleichen der marine „Muschelkalk“ und der überwiegend kontinentale „Keuper“. Die Ablagerungsräume sind in relativ kleine Becken aufgeteilt, welche durch starke synsedimentäre Tektonik gekennzeichnet sind.

Die sehr schönen und reich gegliederten Landschaften der Iberischen Ketten liegen um 1000 m hoch und sind sehr dünn besiedelt. Aufschlüsse findet man in spektakulären natürlichen Felsgruppen, aber auch an den Böschungen der oft neuen Straßen. Viele auswärtige Teilnehmer blieben nach dem Workshop noch einige Tage in Madrid, um dort das berühmte Prado-Museum und andere Sehenswürdigkeiten zu besuchen oder um zu den nahen UNESCO-Welterbestätten Toledo und El Escorial zu fahren.

Die „International Triassic Field Workshops“ fanden seit 2004 alljährlich in mehreren europäischen Ländern statt und nahmen ihren Anfang in England und Sachsen-Anhalt. Sie werden von Halle aus koordiniert, finden normalerweise im September statt und

dauern etwa eine Woche. Sie wenden sich an Geowissenschaftler, die an der Trias besonders interessiert sind und sollen deren Kenntnisse und Zusammenarbeit fördern.

Bisher wurden folgende Workshops veranstaltet: 2004 England (organisiert von M. HOUNSLOW), 2005 Mitteldeutschland (BACHMANN, BEUTLER), 2006 Ostfrankreich (BOURQUIN, DURAND), 2007 Westpolen (SZULC, BECKER-ROMAN), 2008 Ungarn (BUDAI, HAAS et al.), 2009 Süddeutschland (AIGNER, HAGDORN, NITSCH, SIMON) & Mitteldeutschland (BACHMANN, HAUSCHKE, KOZUR), 2010 Dolomiten (GIANOLLA et al.), 2012 Lombardische Alpen (TINTORI et al.), 2013 Östliche Iberische Ketten (LOPEZ-GÓMEZ et al.). Der nächste Workshop wird vom 12.-16. Februar 2014 in der Negev-Wüste/ Südisrael durchgeführt (KORNGREN et al.).

Exkursionsführer und weitere Informationen finden sich unter

<http://www.stratigraphie.de/perm-trias/> >>>
International Triassic Field Workshops.

Heinz W. Kozur (1942–2013)

GERHARD H. BACHMANN

Institut für Geowissenschaften und Geographie, Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg, Von-Seckendorff-Platz 3, 06120 Halle, Germany.

Am 20. Dezember 2013 starb Herr Dr. habil. Heinz W. KOZUR im Alter von 71 Jahren in Budapest nach längerer Krankheit in der Folge von mehreren Schlaganfällen.

Heinz Kozur wurde am 26. März 1942 in Hoyerswerda/Sachsen geboren. Von 1961–1967 studierte er Geologie an der Bergakademie Freiberg. Er diplomierte, promovierte und habilitierte dort bei Prof. Dr. A. H. Müller über Themen zur Biostratigraphie, Fazies, Paläogeographie und Paläontologie der Trias. Von 1970–1981 war er Abteilungsleiter für Naturwissenschaften an den Staatlichen Museen Meiningen. Dann

emigrierte er 1981 aus politischen Gründen nach Ungarn, unter anderem wegen den Behinderungen seiner wissenschaftlichen Arbeiten und Reiseverboten. In Budapest erhielt Dr. Kozur eine Anstellung bei der Ungarischen Geologischen Anstalt (Máfi) und wurde zum Mitglied der Ungarischen Akademie der Wissenschaften gewählt. In Budapest heiratete er auch Dr. jur. Zsuzsanna Tömpe. Wie Stasi-Unterlagen belegen, wurde Dr. Kozur 1985 auf Betreiben der DDR-Behörden aus der Ungarischen Geologischen Anstalt entlassen, sein wissenschaftliches Material konfisziert und zum Teil vernichtet.

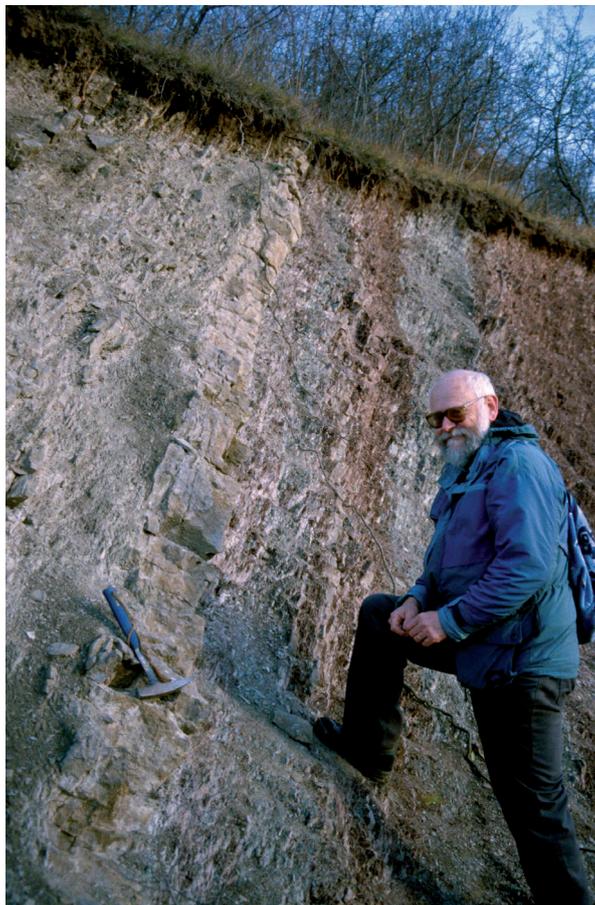


Abb. 1 Dr. Heinz W. Kozur an der kontinentalen Perm-Trias-Grenze (Oolith α_2 , Hammerkopf), Profil Nelben bei Könnern/Sachsen-Anhalt (2002).

Heinz Kozur führte nun ohne Anstellung und Institution seine wissenschaftlichen Arbeiten fort, zu Hause in Budapest, zeitweilig als Gastforscher, Lehrbeauftragter oder Empfänger von Forschungsstipendien an ausländischen Universitäten, wie Flagstaff, Irbid/Jordanien, Palermo, Innsbruck, Salzburg, Lausanne. Ab 2002 war er öfter und für längere Zeit als Gastprofessor und Gastforscher am Institut für Geowissenschaften der Universität Halle, wo er sich vor allem der heimischen Trias widmete. Mehrere wichtige stratigraphische Arbeiten hat er mit Mitverfassern im Halleschen Jahrbuch für Geowissenschaften publiziert, welches dadurch weiter als sonst zur Kenntnis genommen wurde.

Dr. Kozurs geowissenschaftliches Werk ist ungewöhnlich umfangreich und vielseitig. Dies ist umso bemerkenswerter, wenn man die oft schwierigen Arbeitsbedingungen bedenkt. Es umfasst etwa 600 Publikationen und Kurzfassungen über Stratigraphie (Kambrium–Unterkreide), Paläoökologie, Ursachen von Bioevents, Tektonik, Paläogeographie, Paläoklimatologie, Paläontologie/Biostratigraphie, wobei die Schwerpunkte eindeutig im Perm und in der Trias liegen. Er war ein gesuchter internationaler Kooperationspartner in vielen bedeutenden internationalen Projekten. Er war – oft das einzige deutsche – Ordentliches Mitglied (Voting Member) in zahlreichen stratigraphischen Arbeitsgruppen und Subkommissionen, die sich mit stratigraphischen Grenzziehungen beschäftigten.

Als Paläontologe und Biostratigraph hat Heinz Kozur viele Fossilgruppen bearbeitet, vor allem aber Conodonten, Radiolarien und Conchostraken, bei denen er viele neue Taxa beschrieben hat. Viele Fortschritte, die in den letzten Jahrzehnten bei der Definition und Verfeinerung der permischen und triassischen Zeitskalen gemacht wurden, gehen auf seine Forschungen zurück, oft in Zusammenarbeit mit Kollegen auf der ganzen Welt. Zum Beispiel wurde die Grenze Perm/Trias (und damit die Grenze Paläozoikum/Mesozoikum) mit dem ersten Auftreten des Conodonten *Hindeodus parvus* definiert, welcher 1975 von KOZUR & PĀATAKOVA beschrieben wurde. Ein

großes Monument dieses Conodonten steht am Stratotyp im Geopark von Meishan in Südchina. Besondere Verdienste erwarb sich Heinz Kozur auch bei der Korrelation von kontinentalen permischen und triassischen Abfolgen mit dem internationalen marinen Standard.

Seine stratigraphischen Erkenntnisse konnte Heinz Kozur auf viele tektonische und paläogeographische Fragestellungen und Probleme anwenden, besonders in den europäischen Varisziden und Alpiden, aber auch bei den cadomischen bis kimmerischen Gebirgsbildungen in der Türkei.

Dr. Heinz Kozur war ein Wissenschaftler, den große Energie und Sorgfalt auszeichneten, weit gereist, vielsprachig, unermüdlich im Aufschluss, im Labor, hinter dem Mikroskop und dem Computer. Menschlich besonders sympathisch waren dabei seine Bescheidenheit und Anspruchslosigkeit. Sein Detailwissen war geradezu enzyklopädisch und stets abrufbar. Ständig hatte er neue Gedanken. Sehr oft aber spürte man in den Gesprächen mit ihm auch die Konflikte und Kämpfe der vergangenen Jahre, die viele noch immer offene Wunden verursacht hatten.

2012 wurde Heinz Kozur für seine langjährigen grundlegenden und breit gefächerten Arbeiten mit der Leopold-von-Buch-Plakette der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften geehrt. 2013 widmete ihm das New Mexico Museum of Natural History and Science das umfangreiche Bulletin 61 über die Trias, welches auch seine vollständige wissenschaftliche Bibliographie bis Anfang 2013 enthält.

Mit Heinz Kozur verlieren wir einen der bedeutendsten Perm- und Trias-Spezialisten. Wir trauern um einen großen Geologen und Paläontologen, einen guten und immer hilfsbereiten Kollegen und Kameraden.

