

Inhalt

Seite 5

ULRICH FLICK

Die Trilobiten-Fauna im Ballersbach-Kalk (Bicken-Formation) an der Typlokalität (Trilobita; Unter-/Mitteldevon)

Seite 35

ULRICH FLICK

Belenopyge bellerophon n. sp. und Perunaspis? sp. (Trilobita) aus dem Greifenstein-Kalk der Typlokalität (Grenzbereich Emsium/Eifelium, Unter-/Mitteldevon)

Seite 47

ULRICH FLICK

Die Scutelluidae RICHTER & RICHTER, 1955 (Trilobita) des Greifenstein-Kalks an der Typlokalität sowie von Günterod (Grenzbereich Emsium/Eifelium, Unter-/Mitteldevon)

Seite 73

ULRICH FLICK

Taxa der Phacopinae HAWLE & CORDA, 1847 (Trilobita) aus dem Grenzbereich Emsium/Eifelium sowie Unter-Eifelium (Unter-/Mitteldevon) der Bicken-Ense-Decke (Rheinisches Schiefergebirge)

Seite 101

BENJAMIN HOMUTH

Analyse und Modellierung von Schweremaxima in Hessen

Seite 121

MATTHIAS KRACHT

Der seismische Katalog Hessen (SKHe)

Seite 137

CHARLOTTE REDLER

Die Tiefbohrung Rotenburg HKZ 1001 – Einblicke in das devonische Grundgebirge zwischen Rheinischem Schiefergebirge und Harz

Seite 151

CHARLOTTE REDLER, HEINER FLICK, JOACHIM HARTMANN, HEINZ-DIETER NESBOR & HOLGER ADELMANN

Grube Ypsilanta bei Oberscheld – die Geologie im Besucherstollen

Seite 167

HOLGER G. ADELMANN

Die hydrothermale Rejuvenation im Rheinischen Schiefergebirge – neue Erkenntnisse zu einer weniger bekannten Mineralisation

Seite 195

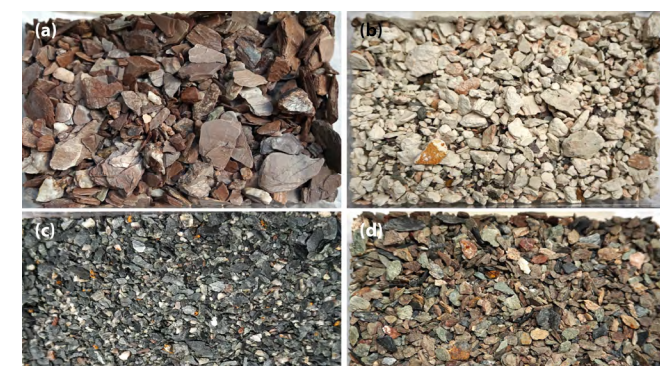
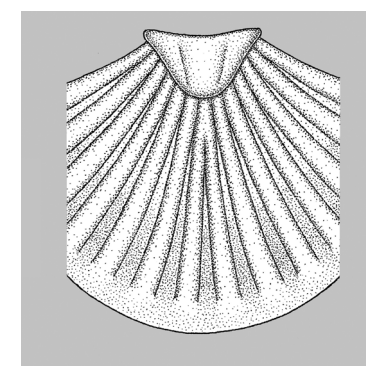
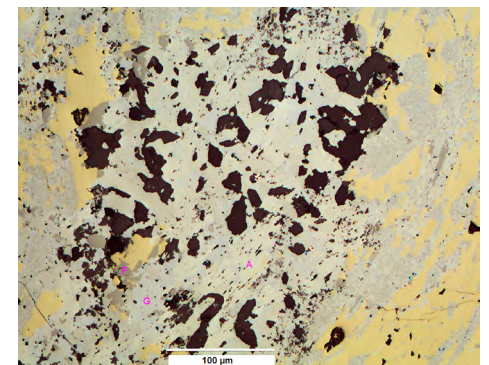
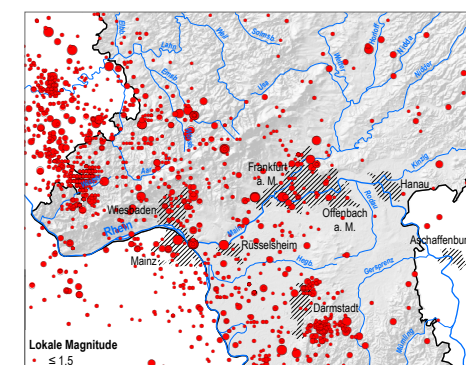
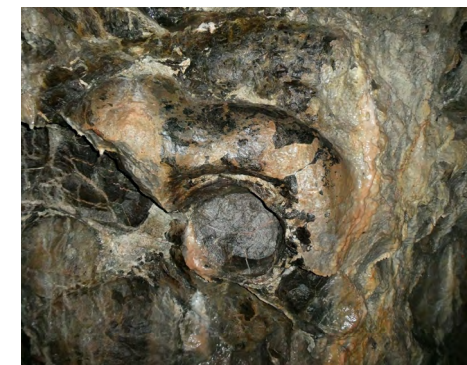
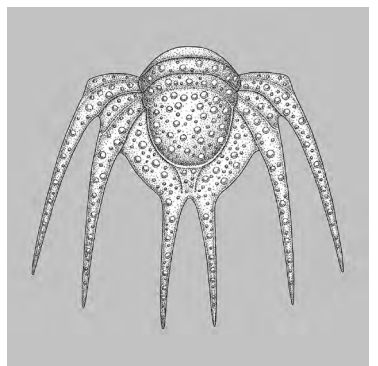
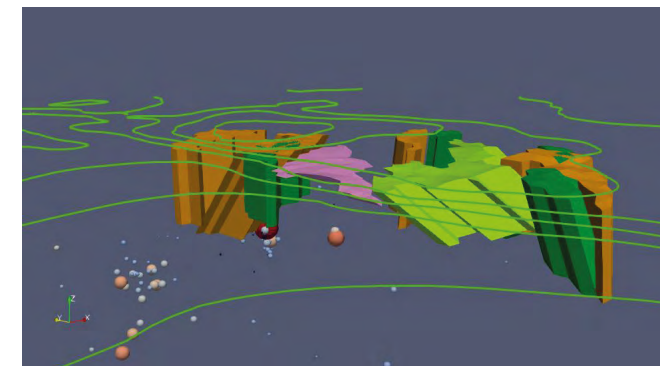
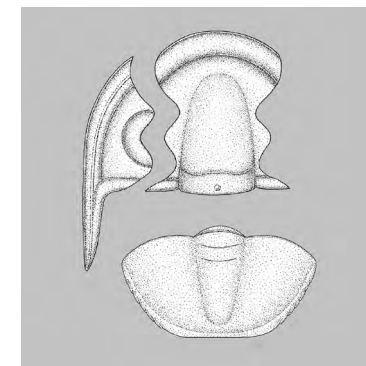
GUDRUN RADTKE, MARTINA PIPPÈR & LAURA SCHMIDT

Die Foraminiferen-Vergesellschaftungen vom Kaiserlei und Riederwald (Unter-Oligozän, Hanauer Becken)



Band 140

Geologisches Jahrbuch Hessen



Band 140
219 Seiten, 99 Abbildungen, 14 Tabellen, 26 Tafeln; Wiesbaden 2021
ISSN 0341-4027

Geologisches Jahrbuch Hessen



Hessisches Landesamt für
Naturschutz, Umwelt und Geologie
Für eine lebenswerte Zukunft

www.hlnug.de

Schriftleitung
Dr. Gabriele Aderhold
Hessisches Landesamt für Naturschutz, Umwelt und Geologie
Rheingastr. 186
65203 Wiesbaden

Titelbilder aus den Beiträgen der Autoren

Oben, links: Abb. 7 aus Beitrag Flick, S. 5
Oben, mitte: Abb. 11 aus Beitrag Homuth, S. 101
Oben, rechts: Abb. 2 aus Beitrag Flick, S. 35
Mitte, links: Abb. 6 aus Beitrag Redler et al., S. 151
Mitte: Abb. 6 aus Beitrag Kracht, S. 121
Mitte, rechts: Abb. 2 aus Beitrag Adelman, S. 167
Unten, links: Abb. 8 aus Beitrag Flick, S. 47
Unten, mitte: Abb. 3 aus Beitrag Redler, S. 137
Unten, rechts: Fig. 9 auf Tafel 2 aus Beitrag Radtke et al., S. 218

Hinweis für Autoren

Manuskripte sind entsprechend den „Bonner Anweisungen“ abzufassen: Richtlinie für die Verfasser geowissenschaftlicher Veröffentlichungen. Ausgearbeitet von S. Horatschek und T. Schubert, 51 S.; Hannover 1998.

Zu beziehen durch E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
(Nägele und Obermiller), Johannesstraße 3A, 70176 Stuttgart.

© Hessisches Landesamt für Naturschutz, Umwelt und Geologie, Wiesbaden 2021
ISSN 0341-4027

Printed in Germany
Diese Broschüre wurde mit FSC-Zertifizierung gedruckt.

Für den Inhalt der Arbeiten sind die Autorinnen und Autoren allein verantwortlich.

Die in diesem Jahrbuch veröffentlichten Beiträge sind urheberrechtlich geschützt. Übersetzung, Nachdruck, Vervielfältigung auf fotomechanischem oder ähnlichem Wege sowie Speicherung in Datenverarbeitungsanlagen – auch auszugsweise – nur mit schriftlicher Genehmigung des Herausgebers.

All rights reserved. No part of this publication may be reproduced, stored in a retrieval system, or transmitted, in any form or by any means, electronic, mechanical, photocopying, recording, or otherwise, without permission of the publisher.

Redaktion: Dr. Heiner Heggemann

Layout: Martina Schaffner

Vertrieb: Hessisches Landesamt für Naturschutz, Umwelt und Geologie
Rheingastr. 186
65203 Wiesbaden
Telefon: 06 11 6939-111
Telefax: 06 11 6939-113
E-Mail: vertrieb@hlnug.hessen.de

Das HLNUG auf Twitter: https://twitter.com/hlnug_hessen

Inhalt

ULRICH FLICK

Die Trilobiten-Fauna im Ballersbach-Kalk (Bicken-Formation) an der Typlokalität (Trilobita; Unter-/Mitteldevon) 5

ULRICH FLICK

Belenopyge bellerophon n. sp. und *Perunaspis?* sp. (Trilobita) aus dem Greifenstein-Kalk der Typlokalität (Grenzbereich Emsium/Eifelium, Unter-/Mitteldevon). 35

ULRICH FLICK

Die Scutelluidae RICHTER & RICHTER, 1955 (Trilobita) des Greifenstein-Kalks an der Typlokalität sowie von Günterod (Grenzbereich Emsium/Eifelium, Unter-/Mitteldevon). 47

ULRICH FLICK

Taxa der Phacopinae HAWLE & CORDA, 1847 (Trilobita) aus dem Grenzbereich Emsium/Eifelium sowie Unter-Eifelium (Unter-/Mitteldevon) der Bicken-Ense-Decke (Rheinisches Schiefergebirge) 73

BENJAMIN HOMUTH

Analyse und Modellierung von Schweremaxima in Hessen 101

MATTHIAS KRACHT

Der seismische Katalog Hessen (SKHe) 121

CHARLOTTE REDLER

Die Tiefbohrung Rotenburg HKZ 1001
– Einblicke in das devonische Grundgebirge zwischen Rheinischem Schiefergebirge und Harz 137

CHARLOTTE REDLER, HEINER FLICK, JOACHIM HARTMANN, HEINZ-DIETER NESBOR & HOLGER G. ADELMANN

Grube Ypsilanta bei Oberscheld – die Geologie im Besucherstollen 151

HOLGER G. ADELMANN

Die hydrothermale Rejuvenation im Rheinischen Schiefergebirge
– neue Erkenntnisse zu einer weniger bekannten Mineralisation 167

GUDRUN RADTKE & MARTINA PIPPERR & LAURA SCHMIDT

Die Foraminiferen-Vergesellschaftungen vom Kaiserlei und Riederwald (Unter-Oligozän, Hanauer Becken) 195

Vorwort

Sehr geehrte Leserinnen und Leser,

drei Jahre nach Veröffentlichung des letzten Geologischen Jahrbuches Hessen, sind wir froh, Ihnen mit dem Band 140 nun einen neuen Band dieser Schriftenreihe präsentieren zu können. Die vorliegende Publikation befasst sich mit Artikeln zur Paläontologie, Geophysik, Mineralogie und Geologischen Landesaufnahme.

Thematischer Schwerpunkt der zehn eingereichten Artikel liegt eindeutig auf der Paläontologie. Gleich die ersten vier Beiträge stammen aus einer Hand. ULLRICH FLICK, Trilobiten-Experte, beschreibt darin Trilobiten-Faunen aus dem Ballersbach-Kalk, Greifenstein-Kalk und Günterod-Kalk der jeweiligen Typlokalitäten im Lahn-Dill Gebiet des Rheinischen Schiefergebirges sowie aus dem Kellerwald. Der Autor stellt dabei auch Neubeschreibungen der Taxa *Unguliproetus chamaeleo* n. sp., *Montanproetus? Marburgensis spumosa* n. ssp. und *Timsaloproetus? wragei daktylogrammus* n. ssp. aus dem Ballersbach-Kalk und die Taxa *Koneprusites amicalis* n. sp. und *Koneprusites cervisiaemontis* n. sp. aus dem basalen Günterod-Kalk vor. Im Mittelpunkt stehen reichhaltige eigene Funde, die 2016 bei groß angelegten Schürfen an den Lokationen „In der Bromm I und II“ in Ballersbach, der Typlokalität des Ballersbach-Kalks, im Rahmen der Revisionskartierung der Geologischen Karte 1:25000, Blattes 5318 Ballersbach gewonnen wurden. Daneben behandelt der Autor auch zahlreicher Sammlungstücke, wie z.B. den Aufsammlungen von Rudolf und Emma Richter, die sich in der Sammlung des Forschungsinstitutes Senckenberg, Frankfurt a.M., befinden. Neben detaillierten Beschreibungen der teilweise neuen Taxa wird deren Lebensraum und deren paläobiogeographische Bedeutung besprochen und die Beziehungen der verschiedenen Fundorte untereinander diskutiert.

Es folgen zwei Beiträge aus einem ganz anderen Fachbereich, der Geophysik. BENJAMIN HOMUTH beschreibt mit Hilfe von 3D-Modellierungen zwei Schweremaxima bei Ober-Ramstadt und Gladenbach in Hessen. In die Modellierungen flossen geophysikalische und geologische Daten aus dem HLNUG sowie neue hochauflösende Vermessungsdaten des Hessischen Landesamtes für Bodenmanagement und Geoinformation ein. Im Ergebnis werden neue Erkenntnisse vorgestellt, zum einen in Verbindung mit der Erdbebenserie bei Ober-Ramstadt im Odenwald (2014 und 2015), zum anderen bezüglich des Vorhandenseins einer Lagerstätte mit Anteilen höherer Gesteinsdichte bei Gladenbach im Rheinischen Schiefergebirge. MATTHIAS KRACHT stellt mit seiner Veröffentlichung den Seismischen Katalog Hessen (SKHe) und dessen Anwendungen im administrativen und kartographischen Bereich vor. Dem SKHe liegen Daten aus verschiedenen Erdbebenkatalogen zugrunde. Erst seit dem vollständigen Aufbau des hessischen Erdbebennetzes durch den Hessischen Erdbeben-dienst (HED) werden nur noch die hessischen Daten in den Katalog übernommen.

Drei weitere Beiträge kommen aus den Fachbereichen Mineralogie und Geologische Landesaufnahme. CHARLOTTE REDLER hat sich in ihrem Beitrag dem paläozoischen Grundgebirge der 1.702 m tiefen Bohrung Rotenburg HKZ 1001 angenommen, nach-

dem bereits im Geologischen Jahrbuch Hessen Bd. 128/2000 die Geologie der Deckgebirgsschichten bis 287,45 m publiziert worden war. Redlers Schwerpunkt liegt auf der Untersuchung der Meta-Vulkanite. Mittels geochemischer Analysen auf Haupt- und Spurenelemente sowie einer großen Zahl an Dünnschliffuntersuchungen werden Meta-Trachyandesite, Meta-Alkalibasalte, Meta-Sub-Alkalibasalte identifiziert und lassen eine zeitliche Einstufung in den devonischen vulkanischen Aktivitätszyklus im Lahn-Dill-Gebiet zu. In einem zweiten Artikel beschreibt CHARLOTTE REDLER mit ihren Co-Autoren HEINER FLICK, JOACHIM HARTMANN, HEINZ-DIETER NESBOR und HOLGER G. ADELMANN die Geologie im Besucherstollen der Roteisensteingrube Ypsilanta bei Oberscheld. In der ausführlichen Erläuterung des geologischen Umfeldes wird der Leser in die neuesten Erkenntnisse zur Geologie des Lahn-Dill-Gebietes eingeführt. Dabei wird unterschieden zwischen „ortsständigen“ Gesteinseinheiten, dem sog. Autochthon der Dill-Eder-Mulde und der Lahn-Mulde, sowie einer größeren Anzahl „ortsfremder“, sog. allochthoner Deckeneinheiten, die auf die Gesteine des Lahn-Dill-Gebietes überschoben wurden. Die Geologischen Einheiten der Deckdiabas-Formation und der Dillenburg-Formation werden detailliert beschrieben. Dünnschliffuntersuchungen untermauern die Darstellung der Ergebnisse.

Mineralogische Aspekte im an Hessen angrenzenden Siegerland und in der Eifel werden im Beitrag von HOLGER G. ADELMANN beschrieben und mit zahlreichen Abbildungen dokumentiert. Es geht dabei um neue Erkenntnisse über die Verbreitung der Paragenese der hydrothermalen Rejuvenation, die als eine eigenständige Phase im zeitlichen Ablauf der gangförmigen Hydrothermalparagenesen beschrieben wird.

Im letzten Beitrag dieses Bandes befassen sich GUDRUN RADTKE, MARTINA PIPPERR und LAURA SCHMIDT erneut mit einem paläontologischen Thema. Sie beschreiben sechs Bohrungen aus dem Frankfurter Osten und Offenbach, die tertiäre Sedimente durchteufen und teilweise Rotliegend erreichen. Mehr als 80 benthische Foraminiferenarten konnten in der tonig-mergeligen Schichtenfolge der Bodenheimer-Formation (ehem. Rupelton) bestimmt werden und erlauben eine Untergliederung in die Wallau-Subformation, die Hochberg-Subformation und die Rosenberg-Subformation. Die stärkere lithostratigraphische Gliederung der tertiären Sedimente führt zu einem besseren Verständnis zur Lage von Störungszonen, die sich zwischen den Bohrungen befinden.

Nach längerer Pause liegt mit diesem Band 140 wieder eine abwechslungsreiche und hochinformativ Lektüre aus der Schriftenreihe Geologisches Jahrbuch Hessen vor.

Für den Herausgeber



Dr. Gabriele Aderhold
Abteilungsleitung
Geologie und Boden

Für die Redaktion



Dr. Heiner Heggemann
Dezernatsleitung
Geologische Grundlagen

ULRICH FLICK¹

Die Trilobiten-Fauna im Ballersbach-Kalk (Bicken-Ense-Formation) an der Typlokalität (Trilobita; Unter-/Mitteldevon)

Kurzfassung

Im Rahmen der Revisionskartierung des Blatts Ballersbach (H. FLICK 2021) wurden 2016 mit Unterstützung des Hessischen Landesamts für Naturschutz, Umwelt und Geologie (HLNUG) sowie Bürgern von Ballersbach die zur allochthonen Bicken-Ense-Decke gehörenden Karbonat-Vorkommen „In der Bomm“ auf der Gemarkung Ballersbach neu aufgeschürft. Darauf aufbauend werden die in den Karbonaten enthaltenen Trilobiten-Faunen seitdem systematisch durch den Verfasser untersucht. Der vorliegende Beitrag ist ein Vorabbericht zu der Trilobiten-Fauna im Ballersbach-Kalk (Bicken-Ense-Formation, Grenzbereich Unter-/Mitteldevon), der untersten Einheit der Karbonatfolge, für den das Vorkommen „In der Bomm I“ die Typus-Lokalität darstellt. Der aktuelle Kenntnisstand zu Zusammensetzung, Ökologie sowie zu paläogeographischen Beziehungen wird vorgestellt.

Die Trilobiten-Fauna zeigt eine ungewöhnliche Reichhaltigkeit. Ihre Zusammensetzung lässt auf einen vielfältigen

Lebensraum in einem gering-energetischen Bereich unterhalb der Gezeitenzone schließen. Im Top des Ballersbach-Kalks ist ein Faunen-Wechsel zu beobachten, der im Zusammenhang mit dem Choteč-Event zu sehen ist. Enge Beziehungen bestehen zu Faunen des autochthonen Rheinischen Schiefergebirges, gleichzeitig sind jedoch auch Beziehungen zu Faunen des Gondwana-Nordrands feststellbar (vornehmlich Marokko sowie Tepla-Barrandium). Da die Fauna zudem von endemischen Taxa geprägt wird, schließt der Verfasser auf eine am avalonischen Schelfaußenrand Armorika gegenüberliegende Karbonatschwelle als ihr Herkunftsgebiet.

Aus dem Ballersbach-Kalk werden weiterhin als neue Taxa *Unguliproetus chamaeleo* n. sp., *Montanproetus? marburgensis spumosunda* n. ssp. und *Timsaloproetus? wragei daktylogrammus* n. ssp. sowie aus dem darüber folgenden basalen Günterod-Kalk die Taxa *Koneprusites amicalis* n. sp. und *Koneprusites cervisiaemontis* n. sp. beschrieben.

Abstract

In the course of the revision of the geological map of Ballersbach (H. FLICK 2021) overgrown limestone outcrops of the allochthonous Bicken-Ense Nappe exposed at “In der Bomm”, within the district of Ballersbach, were excavated in 2016. The undertaking was supported by the Hessian State Office for Nature Conservation, Environment and Geology (HLNUG) as well as by citizens of Ballersbach. Since then the trilobite fauna enclosed in the carbonate rocks has been examined systematically by the author. In this preliminary paper the trilobite fauna of the Ballersbach Limestone (Bicken-Ense Formation, boundary Lower/Middle Devonian) is described. The Ballersbach Limestone constitutes the lowest unit of the carbonate succession for which the site “In der Bomm I” represents the type locality. The current state of knowledge about the trilobite assemblage, its ecology and paleogeographic relations is summarized.

The trilobite community shows extraordinary richness. The

great variety suggests derivation from a diversified low-energy environment below the intertidal zone. At the top of the Ballersbach Limestone a faunal change can be recognized which is clearly related to the Choteč Event. The assemblage is dominated by endemic taxa yet it shows strong connections to other faunas from the autochthonous Rheinische Schiefergebirge and also ties to faunas from the northern margin of Gondwana (especially Morocco and the Tepla-Barrandian). This leads to the conclusion that it may have originated from a carbonate platform on the outer shelf of Avalonia facing Armorica.

Furthermore, new taxa represented by *Unguliproetus chamaeleo* n. sp., *Montanproetus? marburgensis spumosunda* n. ssp., and *Timsaloproetus? wragei daktylogrammus* n. ssp. are described from the Ballersbach Limestone, as well as *Koneprusites amicalis* n. sp. and *Koneprusites cervisiaemontis* n. sp. from the base of the overlying Günterod Limestone.

¹ Dr. Ulrich Flick, Carl-Orff-Ring 5, D-87616 Marktoberdorf, uflick@gmx.de

Inhalt

1	Einleitung	6
2	Zu Fundort und Fundschichten	8
3	Die Trilobitenfauna des Ballersbach-Kalks der Typlokalität und ihre Interpretation	10
3.1	Zusammensetzung und Ökologie	10
3.2	Paläogeographische Beziehungen	15
3.3	Folgerungen	16
4	Ausblick	17
5	Systematischer Teil	17
6	Schriftenverzeichnis	32

1 Einleitung

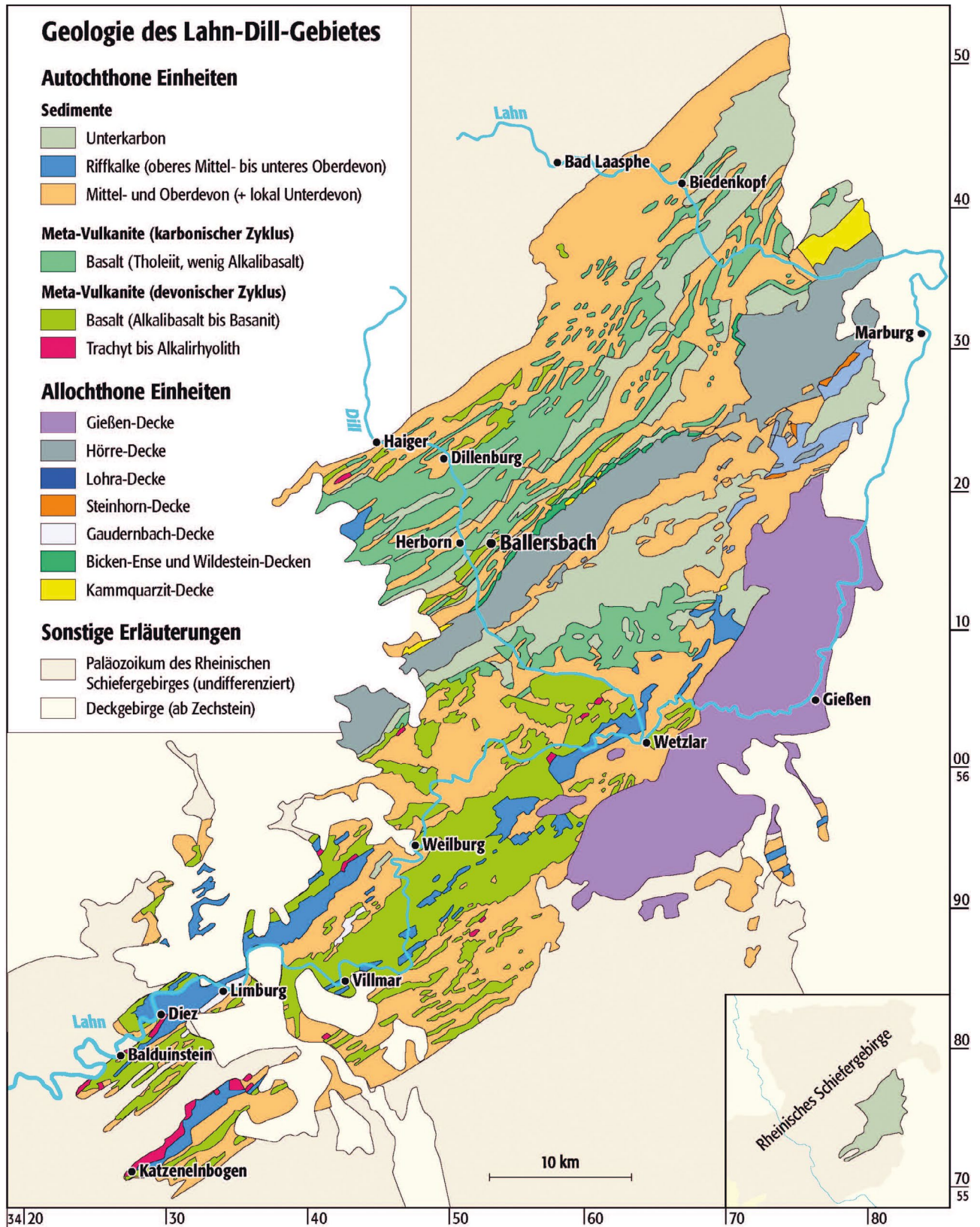
Der Ballersbach-Kalk ist Teil einer Karbonatfolge aus der Bicken-Ense-Formation, die auf den Blättern GK 25 5216 Oberscheld, als Bicken-Formation (BENDER et al. 1997) und 5316 Ballersbach (H. FLICK 2021) die rhenoherynische Bicken-Ense-Decke vertritt (NESBOR 2021, FLICK & NESBOR 2021). Diese ist zwischen der armorikanischen Hörre-Decke im Süden und dem Autochthon der Dill-Eder-Mulde im Norden eingeschaltet (vgl. Abb. 2). Die Karbonate der Bicken-Ense-Formation haben insgesamt eine stratigraphische Reichweite vom oberen Unterdevon bis in das Unterkarbon, wie durch Mikrofossilien belegt ist (BENDER 1997). Sie bilden eine karbonatische Schwellensituation ab, die entsprechend eine Zeitspanne von etwa 50 Ma repräsentiert (FLICK & FLICK 2017). Als unterschiedlich große Scherkörper sind sie in unregelmäßiger Verteilung in Tonschiefer der Wissenbacher Fazies eingeschuppt. Die größeren Vorkommen davon wurden früher zur Gewinnung von Branntkalk ausgebeutet. Das bedeutendste ist der ehemalige Steinbruch Benner in Bicken (Gemeinde Mittenaar), der vielfältige Untersuchungen initiiert hat (s. BENDER 1997). Ebenfalls der Abbau „In der Bomm“ auf der Gemarkung Ballersbach, der durch einen Forstweg in zwei Teilbereiche geteilt war, hat mehrfach Beachtung gefunden (z. B. G. ALBERTI 1978), weshalb er in diesem Zusammenhang neu aufgewältigt wurde (DIETRICH 1981). Hinweise zur Makrofauna hieraus, speziell der Trilobiten, lassen neue Erkenntnisse zu Fazies und geotektonischer Stellung der Bicken-Ense-Formation erwarten. Deshalb wurde dieser ehemalige Abbau im Rahmen der Revisionskartierung von Blatt Ballersbach (H. FLICK 2021) mit wesentlicher Unterstützung durch das Hessische Landesamt für Naturschutz, Umwelt und Geologie (HLNUG) sowie Bürgern von Ballersbach (Gemeinde Mittenaar) im Herbst 2016 neu aufgeschürft (s. FLICK & FLICK 2017).

Die Karbonat-Abfolge in der Bomm ist in mehrerer Hinsicht von besonderer Signifikanz. Wurde der Begriff des Ballersbach-Kalks (seinerzeit noch als Ballersbacher Kalk) bereits durch KAYSER & HOLZAPFEL (1894) eingeführt, erfolgte erst durch DIETRICH (1981) die Festlegung des Vorkommens „In der

Bomm I“ als dessen Typuslokalität. Dabei stellt in der Karbonat-Abfolge, nicht nur des Vorkommens „In der Bomm“, der Ballersbach-Kalk lediglich das älteste Schichtglied dar, welches im oberen Emsium (oberes Unterdevon) einsetzt und bis in das Eifelium (unteres Mitteldevon) reicht. DIETRICH (1981) konnte anhand von Conodonten in den aufgeschlossenen Karbonaten bereits die Adorf-Stufe (unteres Frasnium, unterstes Oberdevon) nachweisen. Ein Lesesteinfund des Trilobiten *Helioproetus costifusus* (RICHTER & RICHTER, 1926) (Abb. 1) aus dem Vorkommen „In der Bomm II“ belegt allerdings, dass die Karbonatfolge dieses Vorkommens mindestens bis in die Wocklum-Stufe (höchstes Famennium, höchstes Oberdevon) hinaufreicht. Selbst wenn man voraussetzt, dass die Abfolge infolge der Zerschörungen nicht lückenlos vorliegt, stellt der Umstand, dass ein und derselbe Lebensraum über einen derart langen Zeitraum dokumentiert ist, einen besonderen Glücksfall dar.



Abb. 1: *Helioproetus costifusus* (RICHTER & RICHTER, 1926). Pygidium, beschalt (HLNUG). Karbonat-Lesestein der Wocklum-Stufe, höchstes Famennium/höchstes Oberdevon. Steinbruch „In der Bomm II“/Ballersbach. Maßstab 1 mm. Geweißt.



Neben weiteren Faunenelementen werden erste Trilobitenfunde aus dem Ballersbach-Kalk bereits durch KAYSER & HOLZAPFEL (1894) beschrieben. Diese entstammen dabei nicht nur Vorkommen aus der Umgebung von Ballersbach, die gemäß der gegebenen Fundortbeschreibung in der Umgebung der Bomm zu verorten sein dürften, sondern auch der Ortschaft Bicken. Konkrete Angaben zu Trilobitenfunden aus dem Ballersbach-Kalk des Vorkommens „In der Bomm“ bei Ballersbach werden im Rahmen seiner Untersuchungen zur Abfolge der Dacryoconarida sowie Trilobiten von G. ALBERTI (1978) gemacht. Trilobitenfunde aus diesem Vorkommen einschließlich ihrer stratigraphischen Zuordnung innerhalb des Schichtverbands werden des Weiteren von DIETRICH (1981) im Rahmen seiner Diplomarbeit genannt (teilweise Veröffentlichung 1982). Von besonderem Interesse sind hierbei die detaillierten stratigraphischen Angaben, eine nähere Bestimmung der Trilobiten erfolgt aber zumeist nicht. Bedauerlich ist hierbei, dass die bei DIETRICH beschriebene und nach wie vor nachzuvollziehende Schichtabfolge nur eingeschränkt mit derjenigen bei G. ALBERTI (1978), die auf der Darstellung bei ZIEGLER (1971) basiert,

parallelisierbar ist. Darauf wird von DIETRICH (1981, 1982) bereits ausdrücklich hingewiesen. Eine Beschreibung einzelner Trilobiten-Taxa von dort findet sich schließlich bei G. ALBERTI (1981a sowie 1983). Eine systematische Erfassung der Trilobitenfauna steht bisher aus.

Die Trilobitenfauna allein des Ballersbach-Kalks aus „In der Bomm I und II“ bietet zum jetzigen Zeitpunkt bereits ein so umfangreiches Bild, dass ein Zwischenbericht sinnvoll erscheint. Zudem lassen sich neue Taxa beschreiben, zu deren Definition bereits ausreichende Informationen vorliegen. Dabei handelt es sich um *Unguliproetus chamaeleo* n. sp., *Montanproetus? marburgensis spumosunda* n. ssp. und *Timsaloproetus wragei daktylogrammus* n. ssp. Zusätzlich werden aus dem überlagernden basalen Günterod-Kalk *Koneprusites amicalis* n. sp. und *Koneprusites cervisiaemontis* n. sp. aufgestellt. Bei allen genannten Taxa handelt es sich um Vertreter der Familie der Proetidae SALTER, 1864. Das Belegmaterial zu den hierin beschriebenen Taxa wird, soweit nicht anders angegeben, in der paläontologischen Sammlung des Hessischen Landesamts für Naturschutz, Umwelt und Geologie (HLNUG) hinterlegt.

2 Zu Fundort und Fundschichten

Die Flurbezeichnung „In der Bomm“ bezieht sich auf ein Gebiet SSW Ballersbach (Gemeinde Mittenaar). Dort befinden sich zwei aufgelassene Steinbrüche, dessen größeren DIETRICH (1981) als „In der Bomm I“, dessen kleineren als „In der Bomm II“ bezeichnet. Dabei wurde ersterer als Typlokalität des Ballersbach-Kalks festgelegt, der auch im zweiten aufgeschlossen ist. Beim Ballersbach-Kalk handelt es sich um einen organodetritischen, meist mikritischen Kalk, der in der Regel stark gefasert ist und dessen Farbspektrum von hellgrau-weißlich bis dunkelgrau-schwärzlich reicht. Die Fossilverteilung ist sehr ungleichmäßig. Eine ausführliche Beschreibung der Lokalitäten einschließlich Rechts- und Hochwerten sowie der Profile wie auch des Ballersbach-Kalks selbst finden sich in DIETRICH (1981), ausschnittsweise für das Vorkommen „In der Bomm I“ ebenfalls in DIETRICH (1982). Mit der Karbonatfazies setzt sich im Weiteren DIETRICH (1985) auseinander. Die Stellung des Ballersbach-Kalks innerhalb des Profils „In der Bomm I“ ist in Abb. 3 dargestellt.

Zwar handelt es sich im strengen Sinne bei der Typlokalität des Ballersbach-Kalks nur um das Vorkommen „In der Bomm I“, das Vorkommen „In der Bomm II“ wird hier allerdings in der Untersuchung miteingeschlossen, da es die direkte Fortsetzung bildet. Zwischen beiden Vorkommen finden sich gewisse Unterschiede in Bezug auf Bankmächtigkeiten und petrographischer Ausbildung. Bei der Neuaufwältigung konnte Verfasser jedoch die Reduplikation des Profils, wie sie in der „Bomm I“ vorliegt, auch für das Vorkommen „In der Bomm II“ nachweisen, die DIETRICH (1981) noch unbekannt

war. Zudem weist DIETRICH (1985) auf die Identität der Karbonatfazies zwischen beiden Vorkommen hin, auch lassen sich bislang keine Unterschiede in der Fossilführung feststellen.

Am Top des Ballersbach-Kalks findet ein fazieller Übergang zum Günterod-Kalk statt (s. auch DIETRICH 1981). Die Übergangsfazies bildet in der Regel eine eigene Bank mit einer Mächtigkeit um 10 cm, scheint im unteren Abschnitt des Profils „In der Bomm I“ aber mächtiger zu sein. Sie unterscheidet sich neben einer dunkelgrauen Farbe auch durch eine größere Korngröße sowie eine eigenständige Fossilführung. Weiterhin lässt sich im Gegensatz zum Ballersbach-Kalk im Liegenden ein Schichtgefüge feststellen, und die Fossilien weisen in der Regel keine Transportspuren auf. Bei DIETRICH (1981) wird die entsprechende Bank nicht aus beiden Teilvorkommen sowie allen Profilabschnitten aufgeführt. Tatsächlich führt die tektonische Beanspruchung der Karbonatfolge dazu, dass die Bank teilweise ausgequetscht oder mit dem Liegenden verzahnt ist. Die Ansprache im Profil ist darum oft schwierig, was entsprechend auch für die Beprobung gilt. Die Bank konnte bei gezielter Nachsuche dennoch auch im oberen Abschnitt des Profils „In der Bomm I“ wie auch im Vorkommen „In der Bomm II“ nachgewiesen werden. Um die Nummerierung der Bänke durch DIETRICH beibehalten zu können, werden die entsprechenden Bänke von Verfasser als Bank 14b bzw. Bank 105b bezeichnet. Die faziellen Veränderungen, die der Übergangsfazies zugrunde liegen, sind im Zusammenhang mit dem Choteč-Event zu sehen. Verfasser liegt aus diesem Horizont bislang neben *Nowakia (Dmitriella) sulcata sulcata* (F. A.

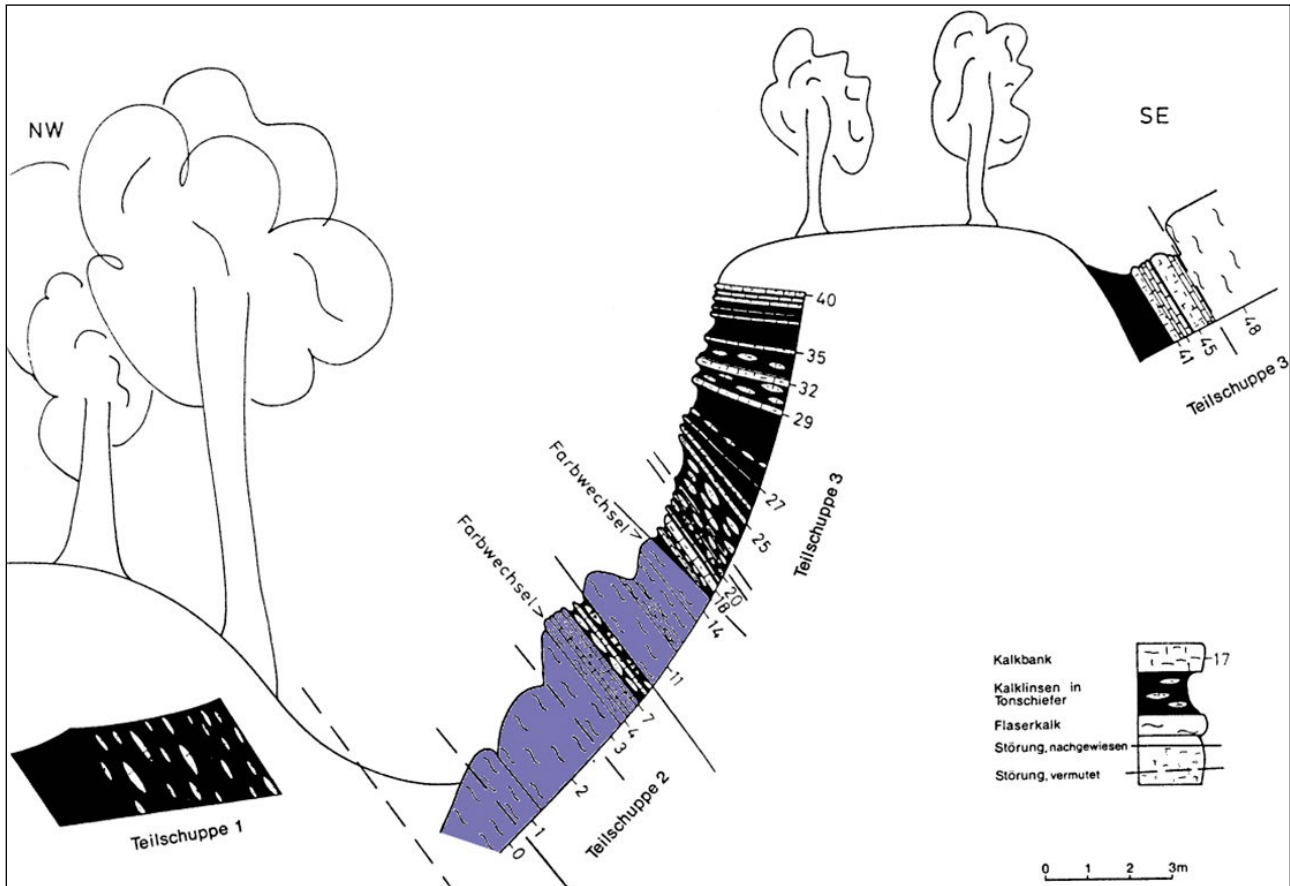


Abb. 3: Profil des Steinbruchs „In der Bomm I“ (aus DIETRICH 1982). Bereich des Ballersbach-Kalks einschließlich der Übergangsfazies blau eingefärbt.

ROEMER, 1843) nur *Nowakia* (*Maurerina*) *procera* (MAURER, 1880) vor, weswegen dieser Horizont in die *procera*-Subzone eingeordnet wird. Da das Choteč-Event aber noch in der vorausgehenden *holycera*-Subzone einsetzt (vgl. WEDDIGE 1996), ist es denkbar, dass die Basis der Übergangsfazies ebenfalls noch in die *holycera*-Subzone fällt. Paläontologische Belege dafür fehlen allerdings bislang.

Die bei der Neuaufwältigung beider Teilvorkommen 2016 angetroffenen Profile entsprechen grundsätzlich der Beschreibung bei DIETRICH (1981). Lediglich die Bänke 0 und 1 konnten aus technischen Gründen nicht freigelegt werden. Der Banknummerierung DIETRICHs wird darum gefolgt. Angaben zur Stratigraphie beruhen vornehmlich auf den auf der Dacryoconariden-Chronologie basierenden Angaben bei DIETRICH sowie ergänzend auf eigenen Tentaculiten-Funden. Allerdings muss darauf hingewiesen werden, dass die Horizontierung auf der gestörten Karbonatbankfolge des Profils basiert, die nicht mit der Biostratigraphie korrespondiert, woraus sich die Gefahr einer stratigraphischen Unschärfe ergibt. So stellt DIETRICH (1981) die Bank 14 aufgrund von Funden von *Nowakia*

(*D.*) *sulcata sulcata* in die *sulcata sulcata*-Zone. Aus Proben der entsprechenden Bank konnte Verfasser jedoch bislang nur *Nowakia* (*N.*) *maureri* ZAGORA, 1962 gewinnen, was den Schluss nahelegt, dass zumindest die Basis dieser Bank noch in die *maureri*-Zone fällt. Demgemäß wäre im oberen Abschnitt des Profils die Emsium/Eifelium-Grenze im Sinne der *partitus*-Grenze in der Basis der Bank 14 oder im Top der Bank 13 zu erwarten.

Wie bereits erwähnt, ist das Profil nach DIETRICH (1981 bzw. 1982) nur eingeschränkt mit G. ALBERTI (1978) und somit dessen stratigraphischen Angaben parallelisierbar. Gleiches gilt für ZIEGLER (1971), dessen Profil G. ALBERTI zugrunde liegt. Auf diese Problematik wird bei DIETRICH (1981 bzw. 1982) eingegangen, wobei er soweit möglich beide Profile miteinander in Zusammenhang setzt. Gemäß den Profilbeschreibungen sowie eigenen Befunden geht Verfasser allerdings davon aus, dass es sich bei G. ALBERTIS Bank 3 entgegen den Angaben bei DIETRICH nicht um den oberen Teil der Bank 13, sondern um Bank 14, und bei G. ALBERTIS Bank 4 eigentlich um die Bank 14b handelt.

3 Die Trilobitenfauna des Ballersbach-Kalks der Typlokalität und ihre Interpretation

3.1 Zusammensetzung und Ökologie

Die Trilobitenfauna des Ballersbach-Kalks der Typlokalität stellt eine herzynische Faunengemeinschaft dar. Im Top lässt sich ein Faunenwechsel feststellen, der im Zusammenhang mit dem Choteč-Event zu sehen ist. Die typische Fauna des Ballersbach-Kalks findet sich im Liegenden des Choteč-Events (*richteri*-Zone bis *sulcata sulcata*-Zone in Tab. 1 und 2) und wird geprägt durch *Unguliproetus chamaeleo* n. sp., die morphologische Gruppe des *Tafilaltaspis? ballersbachensis* (G. ALBERTI, 1983) (vgl. hierzu Ausführungen weiter unten) sowie *Proetopeltis (Ignoproetus) waldschmidtii hercyniana* G. ALBERTI, 1981a. Im Folgenden wird diese Fauna als Ballersbachkalk-Fauna bezeichnet. Da im Top Übergänge zum Günterod-Kalk erkennbar sind und es sich somit um eine Übergangsfazies handelt, wird die Fauna aus diesem Abschnitt im Weiteren als Fauna der Übergangsfazies bezeichnet (vgl. *procera*-Subzone in Tab. 1 und 2). In dieser Arbeit soll der Fokus zunächst auf der Ballersbachkalk-Fauna liegen, bei der sich zum jetzigen Zeitpunkt bereits verschiedene Merkmale feststellen lassen. So handelt es sich um eine Fauna von ungewöhnlich hoher Diversität. Neben den in Tab. 1 und 2 aufgeführten Taxa liegen weitere Panzerteile vor, die auf weitere Formen hinweisen. Da diese jedoch noch nicht mit ausreichender Eindeutigkeit zugeordnet werden können, wird an dieser Stelle auf deren Auf-führung verzichtet.

Bei der Zusammensetzung der Faunengemeinschaft stechen mehrere Besonderheiten hervor. 22 der in Tab. 1 aufgeführten Taxa der Ballersbachkalk-Fauna gehören den Cornuproetinae RICHTER, RICHTER & STRUVE in MOORE, 1959 an, die somit einen ungewöhnlich hohen Anteil ausmachen. Zwar ist zu der Mehrzahl der Taxa der taxonomische Kenntnisstand noch unzureichend, gegenwärtig muss jedoch davon ausgegangen werden, dass es sich bei der Mehrheit um Endemiten handelt. Darunter befinden sich weiterhin einige Taxa, die aufgrund morphologischer Eigentümlichkeiten nicht vorbehaltlos bekannten Gattungen zugeordnet werden können und dadurch auf morphologische Eigenentwicklungen hindeuten. Im Gegensatz zur Fauna der Übergangsfazies sind bei der Ballersbachkalk-Fauna in der Regel deutliche Transportspuren feststellbar, weswegen von einem allochthonen Charakter der Fauna auszugehen ist. Die angetroffene Vergesellschaftung ist damit möglicherweise zumindest teilweise erst sekundär entstanden. Zwar umfasst die Ballersbachkalk-Fauna einen längeren stratigraphischen Abschnitt (*richteri*- bis *sulcata sulcata*-Zone der Tentaculiten-Stratigraphie), beim jetzigen Stand überwiegt jedoch der Eindruck, dass faunistische Veränderungen eher gradueller Natur und stratigraphische Faktoren entsprechend für die hohe Diversität nur von untergeordneter Bedeutung sind.

Geprägt wird die Fauna von kleinwüchsigen Formen. Allerdings unterliegt dieses Bild insofern einer gewissen statistischen Verzerrung, als dass die durchaus vorhandenen großwüchsigen Formen (hauptsächlich Vertreter der Scutelluinae RICHTER & RICHTER, 1955 sowie Phacopinae HAWLE & CORDA, 1847) aufgrund der meist bestehenden schlechten Trennbarkeit der Matrix unverhältnismäßig viel schwieriger zu gewinnen sind. Obgleich er in der Tat eher gering zu sein scheint, spiegelt der Anteil an den vorliegenden Funden somit nur eingeschränkt die tatsächliche Zusammensetzung der Fauna wider. Gleiches trifft für Formen mit einem stark ausgeprägten Relief oder einer besonders komplexen Morphologie zu, wie dies für die Vertreter der Otariioninae RICHTER & RICHTER, 1926, Harpetidae HAWLE & CORDA, 1847 sowie der Lichida MOORE, 1959 gilt.

Trotz der Dominanz kleinwüchsiger Formen belegt die hohe Diversität der Fauna hervorragende Lebensbedingungen. Ähnlichkeiten in der Zusammensetzung zu der von CHLUPÁČ (1983) ausgeschiedenen *Phacops-Struveaspis*- sowie *Koneprusites-Cyphaspides*-Gemeinschaft aus einem vergleichbaren stratigraphischen Bereich Böhmens lassen auf einen ähnlichen Lebensraum schließen, der entsprechend in einem gering-energetischen Bereich unterhalb der Gezeitenzone zu suchen wäre. Die böhmischen Faunengemeinschaften werden von CHLUPÁČ (1983) den benthischen Gemeinschaften 4 bis 5 nach BOUCOT (1981) zugeordnet. Dies steht auch im Einklang mit den Ergebnissen der Karbonatfazies-Analyse durch DIETRICH (1985). Die allgemeine Ähnlichkeit der faunistischen Zusammensetzung würde weiterhin eine Vergleichbarkeit zu dem von G. ALBERTI (1982) für das basale Eifelium des Hamar Laghdad/SE-Marokko beschriebenen Lebensraum nahelegen, zu dessen Fauna *Timsaloproetus wragei daktylogrammus* n. ssp. zudem eine konkrete faunistische Beziehung herstellt. Obgleich der Ballersbach-Kalk in seiner Ausbildung zumeist ebenfalls als Schlammkalk angesprochen werden kann, zeigt er deutliche Umlagerungsspuren, und es fehlen Indizien für durch ein schlammiges Milieu eingeschränkte Sichtverhältnisse, wie sie von G. ALBERTI für den Hamar Laghdad hergeleitet werden. Aus der durchwegs guten Ausbildung der Augen – Formen mit reduzierten Sehflächen konnten bislang nicht nachgewiesen werden – schließt Verfasser eher auf ein gut durchlichtetes Milieu, wobei die insgesamt zu beobachtende breite morphologische Diversität auf einen vielfältigen Lebensraum hinweist.

KAYSER & HOLZAPFEL (1894) setzen die Fauna des Ballersbach-Kalks – wobei sie dabei wie eingangs erwähnt auch Vorkommen von Bicken miteinschließen – entsprechend dem da-

Tab. 1: Taxa der Proetida FORTEY & OWENS, 1975, aufgrund unklarer Stellung der Ordnung Aulacopleurida ADRAIN, 2011 einschließlich derer Vertreter, im Ballersbach-Kalk der Lokalitäten „In der Bomm I“ und „In der Bomm II“/Ballersbach, dargestellt nach deren Vorkommen in den verschiedenen Horizonten der Dacryconariden-Stratigraphie.

Taxon	richteri-Zone	maureri-Zone	sulcata sulcata-Zone	procera-Subzone
Proetida FORTEY & OWENS, 1975				
<i>Aulacopleura</i> sp.			X	
<i>Cyphaspis</i> aff. <i>rigunthis</i> (PŘIBYL & VANĚK, 1981)			X	
<i>Cyphaspis</i> n. sp. A			X	
<i>Cyphaspides</i> (<i>Protocyphaspides</i> ?) sp.		X	X	
<i>Otarion</i> sp. B				X
<i>Otarionella</i> ? sp.				X
<i>Scharyia</i> sp. aff. <i>maura</i> G. ALBERTI, 1970			X	
<i>Gerastos</i> ? sp.		X		
<i>Myoproetus</i> aff. <i>posterus</i> (PŘIBYL, 1965)	?	X	X	
<i>Unguliproetus chamaeleo</i> n. sp.	X	X	X	
<i>Cornuproetus</i> ? sp. C			X	
<i>Cornuproetus</i> ? sp. D	?	X	X	
<i>Cornuproetinae</i> gen. indet n. sp. E		X		
<i>Cornuproetinae</i> gen. indet n. sp. F	X			
<i>Cornuproetinae</i> gen. indet sp. G			X	
<i>Diademaproetus</i> sp.	X	X	X	
<i>Montanproetus</i> sp. H			X	
<i>Montanproetus</i> ? <i>marburgensis spumunda</i> n. ssp.	X		X	
<i>Montanproetus</i> ? n. sp. I			X	
<i>Timsaloproetus</i> cf. <i>haasi</i> (G. ALBERTI, 1971)			X	
<i>Timsaloproetus</i> ? <i>wragei daktylogrammus</i> n. ssp.		cf.	X	
<i>Koneprusites</i> aff. <i>bickenensis</i> G. ALBERTI, 1967				X
<i>Koneprusites</i> sp. J			?	
Gen. aff. <i>Koneprusites</i> n. sp. K	?	X	X	
<i>Proetopeltis</i> (<i>Proetopeltis</i>) <i>krameri</i> G. ALBERTI, 1983		X	X	
<i>Proetopeltis</i> (<i>Ignoproetus</i>) <i>waldschmidtii</i> cf. <i>waldschmidtii</i> (NOVÁK, 1890)				X
<i>Proetopeltis</i> (<i>Ignoproetus</i>) <i>waldschmidtii hercyniana</i> G. ALBERTI, 1981a	X	X	X	
<i>Proetopeltis</i> (<i>Ignoproetus</i>) sp. L			X	
<i>Tafilaltaspis ahrensi</i> n. ssp. M	X	X	X	X
<i>Tafilaltaspis</i> aff. <i>sautalensis</i> (H. ALBERTI, 1968)	X			
<i>Tafilaltaspis</i> ? gr. <i>ballersbachensis</i> (G. ALBERTI, 1983)	X	X	X	
<i>Macroblepharum</i> sp. gr. <i>tumidum</i> (ŠNAJDR, 1976)			X	
<i>Macroblepharum</i> ? n. sp. N			X	
<i>Eremiproetus</i> ? sp.		X	?	
<i>Phaetonellus</i> aff. <i>rhenanus</i> NOVÁK, 1890			X	
<i>Phaetonellus</i> sp. gr. <i>ulcifrons</i> ERBEN, 1952	X	X	X	
<i>Phaetonellus</i> sp.				X
<i>Gracilicoryphe</i> ? sp.			X	
<i>Tropidocoryphe</i> (<i>Tropidocoryphe</i>) cf. <i>filicostata</i> (NOVÁK, 1890)				X
<i>Tropidocoryphe</i> (<i>Tropidocoryphe</i>) aff. <i>undulans</i> FEIST, 1976	?	X	X	
<i>Tropidocoryphe</i> (<i>Tropicoryphe</i>) n. sp. O			X	

Tab. 2: Taxa der Phacopida SALTER, 1864, Lichida MOORE, 1959, Corynexochida KOBAYASHI, 1935 sowie Harpetida Whittington, 1959 im Ballersbach-Kalk der Lokalitäten „In der Bomm I“ und „In der Bomm II“/Ballersbach, dargestellt nach deren Vorkommen in den verschiedenen Horizonten der Dacryoconariden-Stratigraphie.

Taxon	<i>richteri</i> -Zone	<i>maureri</i> -Zone	<i>sulcata sulcata</i> -Zone	<i>procera</i> -Subzone
Phacopida SALTER, 1864				
Phacopinae gen. indet. sp. P		X		
Phacopinae gen. indet. sp. Q		X	X	
Phacopinae gen. indet. sp. R				X
Phacopinae gen. indet. sp. S	?	X	X	
Phacopinae gen. indet. sp. T	X			
Phacopinae gen. indet. sp. U				X
Corynexochida KOBAYASHI, 1935				
<i>Thysanopeltis</i> sp.		X	X	X
<i>Scabriscutellum</i> (subg. indet.) sp.	X	X	X	X
<i>Paralejurus</i> sp.	X		X	
Lichida MOORE, 1959				
<i>Leonaspis</i> cf. <i>kleini</i> BASSE in BASSE & MÜLLER, 2004			X	
<i>Kettneraspis</i> sp. V		X	X	
<i>Kettneraspis</i> sp. aff. <i>ornata</i> (H. ALBERTI, 1969)		X	X	
<i>Koneprusia</i> aff. <i>mediaspina</i> H. ALBERTI, 1969				X
<i>Koneprusia</i> sp. W		X	X	
<i>Koneprusia</i> sp. X	X			
<i>Acanthopyge</i> sp.	X			
<i>Perunaspis</i> sp.		X		
Harpetida WHITTINGTON, 1959				
<i>Harpes?</i> cf. <i>pygmaeus</i> LÜTKE, 1965		X	X	
<i>Harpes?</i> sp.	X	X		

maligen Stand des Wissens neben den Wissenbach-Schiefern mit der Fauna des Greifenstein-Kalks in Beziehung. Obgleich beide Faunen eine ungewöhnlich hohe Diversität (zur Fauna des Greifenstein-Kalks der Typlokalität siehe U. FLICK 2018) als hervorstechendes Merkmal teilen, sind angesichts des aktuellen Stands des Wissens keine konkreten Beziehungen zwischen den beiden Faunen erkennbar. Dies gilt auch für das Ballersbacher Taxon von *Unguliproetus*, über das G. ALBERTI (1978) stratigraphische Bezüge des Ballersbach-Kalks zum Greifenstein-Kalk herstellt. Tatsächlich muss das Ballersbacher Taxon vom Greifensteiner *Unguliproetus unguloides urani* (MAURER, 1881) getrennt werden. Näheres hierzu siehe bei U. *chamaeleo* n. sp.

Wie ebenfalls bereits in der Einleitung erwähnt, sind aus dem Ballersbach-Kalk der Typlokalität bislang nur einzelne Taxa durch G. ALBERTI (1981a sowie 1983) beschrieben worden.

Auf diese soll kurz eingegangen werden. Als erstes Taxon wird dabei durch G. ALBERTI (1981a) aus dem Ballersbach-Kalk der Typlokalität *Proetopeltis waldschmidtii hercyniana* (hier *Proetopeltis (Ignoproetus) waldschmidtii hercyniana*) aufgestellt. Zu diesem ursprünglich ausschließlich auf dem Pygidium begründeten Taxon liegen Verfasser auch die Cranidia vor. Diese zeigen eine auffällige Variabilität bei der Skulptur (vgl. Abb. 4). Dies scheint auch für die Freiwangen zu gelten. Das Taxon findet sich innerhalb der Ballersbachkalk-Fauna von der *richteri*-bis zur *sulcata sulcata*-Zone und stellt eines ihrer prägendsten Faunenelemente dar. Es liegt nahe, dass hiermit der unmittelbare taxonomische Vorläufer von der nominotypischen Unterart *Pr. (I.) wald. waldschmidtii* (NOVÁK, 1890) vorliegt. Das Taxon fehlt in der Übergangsfazies, aus der stattdessen *Pr. (I.) wald. cf. waldschmidtii* nachgewiesen werden konnte. Die von G. ALBERTI (1981a) zu diesem Taxon gestellten, bei ERBEN

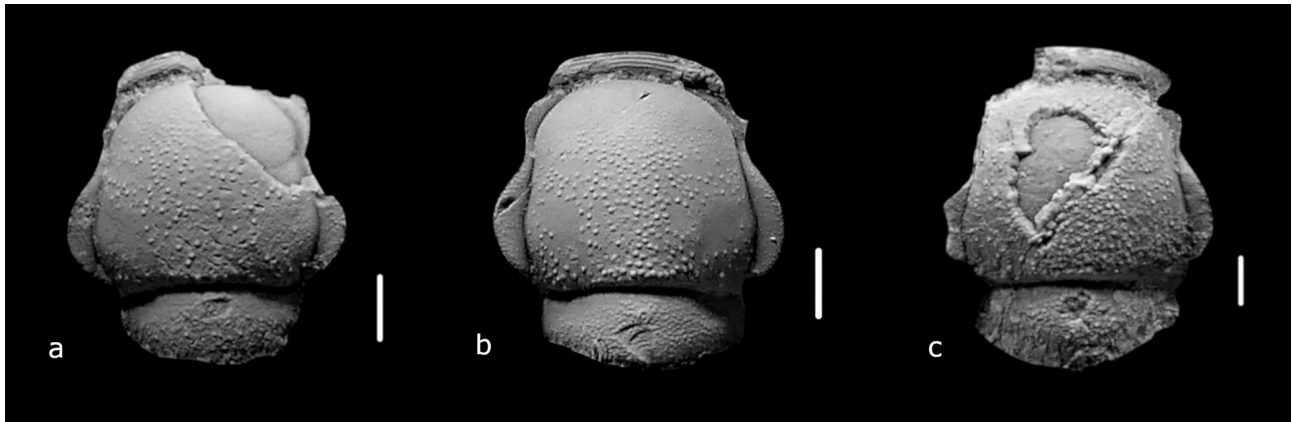


Abb. 4: *Proetopeltis* (*Ignoproetus*) *waldschmidtii hercyniana* G. ALBERTI, 1981. Cranidia, alle größtenteils beschalt, verschiedene Skulpturvariationen zeigend (Slg. Verfasser).

- a) Bank 14, Ballersbach-Kalk der *maureri*-Zone, Grenzbereich Emsium/Eifelium, Unter-/Mitteldevon. Steinbruch „In der Bomm I“.
- b) Bank 11, Ballersbach-Kalk der *richteri*-Zone, Oberemsium/Unterdevon. Steinbruch „In der Bomm I“.
- c) Lesestein, Ballersbach-Kalk der *maureri*-Zone, Grenzbereich Emsium/Eifelium, Unter-/Mitteldevon. Steinbruch „In der Bomm II“.

Jeweils Maßstab 1 mm. Alle Exemplare geweißt.

(1952) sowie H. ALBERTI (1968) dargestellten Funde aus dem Harz bzw. Rimbarggebiet zeigen Unterschiede im Bau der Rhachis wie auch des Pleuralfeldes, die innerhalb der Population aus dem Ballersbach-Kalk so nicht zu beobachten sind. Morphologische Variabilität scheidet darum als Faktor aus, und die entsprechenden Funde müssen als eigenständige Taxa betrachtet werden. G. ALBERTI (1983) bildet zudem ein weiteres Taxon als *Proetopeltis* sp. ab. Dies dürfte aber wohl in die Variationsbreite von *Proetopeltis* (*Ig.*) *wald. hercyniana* fallen. Vorliegende Panzerteile legen jedoch die Präsenz eines weiteren Taxons von *Proetopeltis* (*Ignoproetus*) nahe. Aufgrund der Unvollständigkeit und Schwierigkeiten der Zuordnung der isolierten Panzerteile, wird es hierfür vorerst bei der Benennung in offener Nomenklatur belassen.

G. ALBERTI (1983) stellt darüber hinaus das Taxon *Proetopeltis krameri* auf. Dieses Taxon wird von BASSE & MÜLLER (2016) *Ignoproetus* ŠNAJDR, 1977 zugeordnet, der aufgrund der Übergänge insbesondere der cephalen Morphologie vom Verfasser als Untergattung von *Proetopeltis* PŘIBYL, 1965 aufgefasst wird. Gerade in Hinsicht auf das Cranidium weist jedoch *Proetopeltis* (*Pr.*) *freone* ŠNAJDR, 1980 aus dem Eifelium des Choteč-Kalks in Böhmen die größte morphologische Nähe auf. Der größte Unterschied besteht in der Ausbildung des Randsaums, der bei *krameri* schmaler und sagittal stärker aufgewölbt ist. Dass eine vergleichbare Ausbildung des Randsaums auch bei *Proetopeltis* (*Proetopeltis*) auftreten kann, zeigen die bei BASSE (1997) dargestellten Taxa. Es liegt darum nahe, dass es sich bei *krameri* um einen Vertreter von *Proetopeltis* (*Proetopeltis*) handelt, und er wird aus diesem Grund hier als solcher behandelt.

Aus dem Ballersbach-Kalk liegt eine Unterart von *Tafilaltaspis ahrensi* BASSE & MÜLLER, 2017 vor, die sich durch

schmalere Palpebrallöben, eine etwas weiter zurückgesetzte Einschnürung der Glabella, eine andersartige Ausbildung des Vorderbandes der ersten Pleure sowie das Fehlen eines Kiels in der Verlängerung der Rhachis auszeichnet. Es scheint, dass sich von der *richteri*-Zone bis zur *sulcata sulcata*-Zone eine gewisse morphologische Veränderung vollzieht hin zu einer schlankeren Glabella sowie einem zusehends *T. crebra* (G. ALBERTI, 1966) ähnlichen Bau des Pleuralfeldes. Das von G. ALBERTI (1983) als *Tafilaltaspis* cf. *confrater* (ERBEN, 1951) beschriebene Cranidium scheint dabei in diese Entwicklungsreihe zu gehören. Da die vorliegende Materialmenge zu gering ist, ist die Bedeutung von morphologischer Variabilität als Faktor schwer einschätzbar, und eine Darstellung des Taxons wird vorerst zurückgestellt. Bei diesem Taxon handelt es sich um einen der wenigen Vertreter der Ballersbachkalk-Fauna, die auch noch in der Fauna der Übergangsfazies nachzuweisen sind.

Das von G. ALBERTI (1983) aus dem Ballersbach-Kalk der Typlokalität bekannt gemachte Cranidium von *Timsaloprotus haasi* (G. ALBERTI, 1971) zeigt eine leichte Abweichung des Glabellaumrisses im Vergleich zum Holotypus, dessen Stratum typicum nicht genau bekannt ist, von G. ALBERTI (1971) allerdings als Günterod-Kalk angenommen wird (siehe hierzu auch die Anmerkung zur Fauna der Übergangsfazies). Zwar scheint es wahrscheinlich, dass diese Abweichungen im Rahmen der Variabilität des Taxons liegen, allerdings kann das anhand des vorliegenden Materials zum aktuellen Zeitpunkt nicht entschieden werden. Um dieser Problematik Rechnung zu tragen, wird das Taxon aus dem Ballersbach-Kalk darum hier als cf.-Bestimmung wiedergegeben. Die von CHATTERTON et al. (2006) sowie GIBB & CHATTERTON (2007) aus dem Devon S-Marokkos beschriebenen Exemplare dieses Taxons weichen

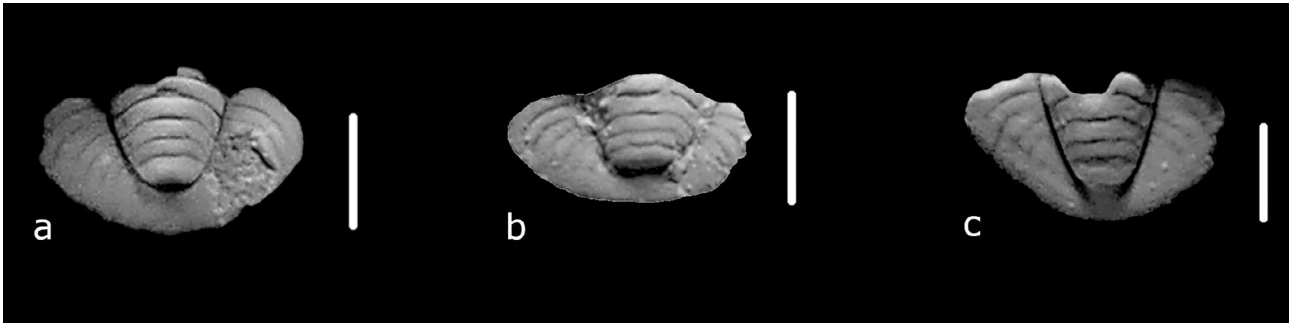


Abb. 5 a–c: Verschiedene Morphotypen der in Begleitung von *Tafilaltaspis*? gr. *baltersbachensis* (G. ALBERTI, 1983) auftretenden Pygidia (Slg. Verfasser). Alle Exemplare beschalt, Bank 11, Baltersbach-Kalk der *richteri*-Zone, Ober-Emsium/Unterdevon. Steinbruch „In der Bomm I“/Baltersbach. Maßstab jeweil 1 mm. Alle Exemplare geweißt.

wiederum morphologisch in einem Umfang ab, dass sie trotz der offensichtlichen großen morphologischen Variabilität möglicherweise als eigenständiges Taxon zu bewerten sind.

Ein ausgesprochen problematisches Taxon stellt *Eremiproetus*? *baltersbachensis* dar, der ebenfalls von G. ALBERTI (1983) beschrieben worden ist. Von G. ALBERTI (1983) noch unter Vorbehalt als Art von *Eremiproetus* RICHTER & RICHTER, 1919 aufgestellt, versetzen BASSE & MÜLLER (2016) dieses Taxon ebenfalls zu *Ignoproetus*. Dagegen sprechen neben dem abweichenden Glabellaumriss und andersartigen Wölbungsverhältnissen vor allem auch das gleichmäßig breit ausgebildete, konvexe Präglabellafeld wie auch die Ausbildung des ebenso konvexen, stark reduzierten Vorderrandsaums. Die größte morphologische Übereinstimmung findet sich bei *Tafilaltaspis*? *velorex* ŠNAJDR, 1980 aus dem gleichaltrigen Suchomasty-Kalk Böhmens, und das Taxon wird hierin ebenfalls, wenn auch – wie noch zu erörtern ist – unter sehr großem Vorbehalt, zu *Tafilaltaspis* G. ALBERTI, 1966 gestellt. Faktisch liegen aus dem Baltersbach-Kalk der Typlokalität jedoch eine Vielzahl von *Tafilaltaspis*-ähnlichen Morphotypen vor, deren Beziehung zu einander anhand des vorliegenden Materials noch nicht zu klären ist. Darum wird an dieser Stelle von einer Ausscheidung taxonomischer Einheiten abgesehen und die morphologische Gruppe im Weiteren als *T.*? gr. *baltersbachensis* bezeichnet. Vertreter dieser morphologischen Gruppe finden sich von der *richteri*-Zone bis zur *sulcata sulcata*-Zone und stellen eines der prägendsten Faunenelemente der Baltersbachkalk-Fauna dar. In der Fauna der Übergangsfazies ließen sie sich hingegen bislang nicht nachweisen. Begleitet wird diese morphologische Gruppe von Pygidia (s. Abb. 5), die geprägt sind von einem subelliptischen Umriss, einer dominanten Rhachis und einem relativ schmalen Pleuralfeld ohne Randsaum.

Pleuralvorder- und -hinterbänder sind von gleicher Breite sowie kaum gepolstert. Nach außen hin biegen sie merklich nach hinten um. Auf der Rhachis finden sich 4 + 1 Ringe, auf dem Pleuralfeld 3 Pleuren. Der Außenumriss sowie die Breite des Pleuralfelds wie auch Länge und Form der Rhachis sind einer gewissen Variabilität unterworfen. Sollte sich die Zugehörigkeit dieser Pygidia zur Gruppe des *T.*? *baltersbachensis* erhärten, liegt hier eine noch unbeschriebene Gattung vor.

Bei G. ALBERTI (1983) findet sich weiterhin aus dem Baltersbach-Kalk der Typlokalität das Taxon *Scabriscutellum* sp. A. dargestellt. Vorliegende Panzerteile lassen auf die Anwesenheit von mindestens zwei, vermutlich sogar drei Taxa von *Scabriscutellum* RICHTER & RICHTER, 1956 schließen. Die fragmentarische Erhaltung lässt gegenwärtig eine sichere Unterscheidung bzw. Zuordnung auch auf subgenerischer Ebene allerdings nicht zu, so dass hierin auf eine Untergliederung verzichtet wird und alle Taxa entsprechend zusammenfassend als *Scabriscutellum* (subg. indet.) sp. geführt werden.

SCHMIDT (1958) macht Funde bekannt, die von Rudolf und Emma RICHTER in den 1920er Jahren im Baltersbach-Kalk aufgesammelt worden sind, auf deren Basis RIETSCHER (1964) das Taxon *Aulacopleurina peltata schmidtiae* aufstellt. Der Fundort konnte bislang noch nicht zweifelsfrei identifiziert werden, es handelt sich dabei jedoch sicher nicht um die Lokalität „In der Bomm“, zumal das Vorliegen vollständiger Panzer nicht als Einzelfund, sondern sogar in mehreren Exemplaren, im Widerspruch zum taphonomischen Befund der Typlokalität steht. Obgleich deren Vorkommen vorstellbar ist, gibt es bisher an der Typlokalität sowohl in der Baltersbachkalk-Fauna, als auch in der Fauna der Übergangsfazies keinen Nachweis für Vertreter der Eodrevermanniinae HUPÉ, 1953.

3.2 Paläogeographische Beziehungen

Wie bereits angeführt, wird die Ballersbachkalk-Fauna von Endemiten und morphologischen Eigenentwicklungen geprägt. Nichtsdestotrotz sind verschiedene paläobiogeographischen Bezüge erkennbar. Zwar liegen zur Mehrzahl der Taxa noch nicht im wünschenswerten Maße Kenntnisse vor, dennoch lassen sich über einige Taxa Beziehungen zu anderen Faunen herstellen. Die engsten Beziehungen bestehen zu autochthonen Ablagerungen des Lahn-Dill-Gebiets. So stellt die von BASSE & MÜLLER (2016, 2017, 2018) sowie BASSE et al. (2018) aus dem gemäß den Autoren gleichaltrigen Leun-Kalk beschriebene Fauna in ihrer Zusammensetzung diejenige mit der mit Abstand größten Ähnlichkeit zur Ballersbachkalk-Fauna dar. Für beide Faunen gilt jedoch, dass für zahlreiche Taxa noch keine ausreichenden Kenntnisse bestehen, weswegen der genaue Verwandtschaftsgrad beider Faunen gegenwärtig nur eingeschränkt einschätzbar ist. Der Umstand, dass keine der bislang aus der Leunkalk- wie auch der Ballersbachkalk-Fauna neu aufgestellten Taxa mit Sicherheit in der jeweils anderen Fauna nachgewiesen sind, deutet allerdings auch auf einen unabhängigen Charakter beider Faunen hin. Bei weiterem Kenntnisszuwachs ist damit zu rechnen, dass sich hierzu ein schärferes Bild ergibt.

Der Nachweis von *Leonaspis* cf. *kleini* BASSE in BASSE & MÜLLER, 2004 (Abb. 6) im Ballersbach-Kalk der Typlokalität stellt zudem einen konkreten Bezug zur ebenfalls autochthonen Fauna von Wasenbach in der Lahnmulde her. Weiterhin liegen Verfasser aus Rupbach-Schiefern mit *Nowakia* (*N.*) *maureri* ZAGORA, 1962 des besagten Fundortes mit *Macroblepharum pmuelleri* BASSE in BASSE & HEIDELBERGER, 2002, *Proetopeltis* (*Ignoproetus*) sp. gr. *waldschmidtii* (NOVÁK, 1890), *Phaetonellus* sp. gr. *ulcifrons* ERBEN, 1952 (*Phaetonellus* sp. sensu BASSE in BASSE & HEIDELBERGER 2002 bzw. *Phaetonellus* sp. 1 sensu BASSE & MÜLLER 2018) sowie *Tafilaltaspis* sp. cf. *ahrensi* BASSE & MÜLLER, 2017 eine Reihe von Taxa vor, die sich in die nähere oder weitere Verwandtschaft von Taxa aus der Ballersbachkalk-Fauna stellen lassen und auf Ähnlichkeiten in der Vergesellschaftung hinweisen.

Montanproetus? *marburgensis spumosunda* n. ssp. hat seinen nächsten Verwandten in der nominotypischen Unterart *M.?* *marb. marburgensis* (HERRMANN, 1914) aus dem stratigraphisch älteren *Princeps*-Kalk (Unter-Emsium nach BENDER 2000) der Damm-Mühle bei Marburg. Als Teil der Steinhorn-Decke stellt der *Princeps*-Kalk jedoch eine allochthone Einheit dar, für die durch Provenienzzanalysen eine Herkunft aus dem Armorikanischen Terran-Ensemble nachgewiesen ist (s. ECKELMANN et al. 2014, MENDE et al. 2018 sowie NESBOR 2021). Entsprechend verweist *M.?* *marb. spumosunda* n. ssp. nicht auf einen Bezug zum autochthonen Rheinischen Schiefergebirge, sondern zu Terranen vom Gondwana-Nordrand.

Die Anwesenheit von *Harpes* cf. *pygmaeus* LÜTKE, 1965 sowie von *Tafilaltaspis* aff. *sautalensis* (H. ALBERTI, 1968) in der Ballersbachkalk-Fauna stellt eine konkrete Verbindung zu Tri-

lobiten-Faunen des Harzes her. Zudem finden sowohl die Gattung *Montanproetus* BASSE, 2010 als auch die Artengruppe des *Phaetonellus ulcifrons* ERBEN, 1952 im Harz ihre weiteste Verbreitung (vgl. BASSE 2010 sowie 2011). Für den Harz stellt sich allerdings eine Problematik der Autochthonie versus Allochthonie der Fundschichten, die vergleichbar ist mit dem Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges (vgl. HUCKRIEDE et al. 2004). Zwar weist HÜNEKE (2006) auf Probleme der Untersuchung sowie insbesondere bei der Interpretation hin, eine Herkunft der betreffenden Harzer Faunen vom Armorikanischen Terran-Ensemble muss aber auf jeden Fall als möglich betrachtet werden. Verwandtschaftsbeziehungen könnten entsprechend ebenfalls einen weiteren Bezug zu jener Region darstellen.

Für die Taxa *Cyphaspis* aff. *rigunthis* (PŘIBYL & VANĚK, 1981), *Myoproetus* aff. *posterus* (PŘIBYL, 1965), *Tafilaltaspis*? *ballersbachensis* (G. ALBERTI, 1983) sowie mit leichtem Vorbehalt *Proetopeltis* (*Proetopeltis*) *krameri* (G. ALBERTI, 1983) finden sich die morphologisch nahestehendsten Formen im Barrandium. Potentiell weisen noch weitere Taxa auf Beziehungen zum Barrandium hin, es fehlen jedoch zum jetzigen Zeitpunkt noch taxonomische Kenntnisse, um dies eindeutig zu bestätigen.

Den Taxa *Scharyia* sp. aff. *maura* G. ALBERTI, 1970 sowie *Timsaloproetus*? *wraei daktylogrammus* n. ssp. stehen wiederum marokkanische Taxa morphologisch am nächsten, wobei hierbei das gleiche wie für das Barrandium gesagte zutrifft, dass das nämlich potentiell auch noch für weitere Taxa gilt, deren taxonomische Kenntnis zum jetzigen Zeitpunkt noch unzureichend ist. Hervorzuheben ist zudem die Präsenz der Gattung *Timsaloproetus* GIBB & CHATTERTON (2007), da diese außerhalb Marokkos bislang nur in Ablagerungen der Bicken-Ense-Decke nachgewiesen ist.

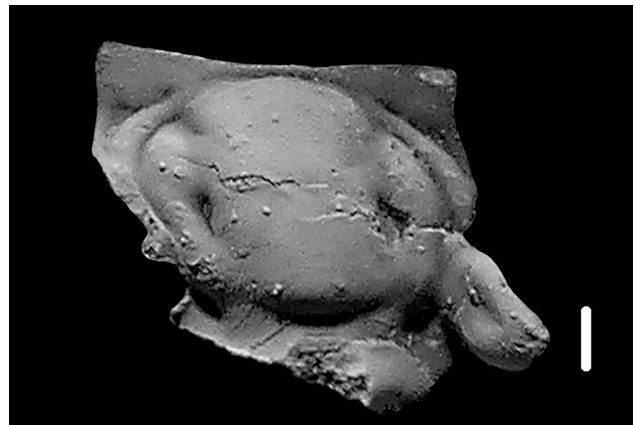


Abb. 6: *Leonaspis* cf. *kleini* BASSE in BASSE & MÜLLER, 2004. Cranium, beschalt (Slg. Verfasser). Bank 105, Ballersbach-Kalk der *sulcata sulcata*-Zone, Unter-Eifelium/Mitteldevon. Steinbruch „In der Bomm II“/Ballersbach. Maßstab 1 mm. Geweißt.

3.3 Folgerungen

Zu erwartende Kenntniszugewinne werden zweifellos zu einer Verfeinerung der Aussagekraft hinsichtlich der paläobiogeographischen Bezüge der Ballersbachkalk-Fauna beitragen. Dennoch zeichnet der gegenwärtige Befund bereits ein recht eindeutiges Bild. Dies lässt sich dahingehend zusammenfassen, dass die engsten Beziehungen zum autochthonen Rheinischen Schiefergebirge, jedoch aber auch deutliche Bezüge zu verschiedenen Regionen am Gondwana-Nordrand, vornehmlich dem Tepla-Barrandium und Marokko, bestehen. Zwar weist G. ALBERTI (1981b) auf die weite Verbreitung herzynischer Faunengemeinschaften hin, allerdings lässt sich zum einen die Ballersbachkalk-Fauna keiner der von G. ALBERTI ausgeschiedenen Faunengemeinschaften zuordnen, zum anderen bedarf es nach Kenntnis der Allochthonie-Problematik im Rhenoheryzynikum (s. NESBOR 2021) hierzu zumindest teilweise einer Neubetrachtung.

Der Umstand, dass die Ballersbachkalk-Fauna insgesamt von Endemiten sowie morphologischen Eigenentwicklungen geprägt ist, lässt auf einen zu einem gewissen Grade isolierten, inselartigen Lebensraum schließen. Gemäß den Karbonatfazies-Analysen von DIETRICH (1985) ist der Ballersbach-Kalk den Fazieszonen 2 und 3 nach WILSON (1975) zuzuordnen, was einem offen-marinen Schelf bzw. einem tiefen Schelfrand entspricht. Dies legt eine Karbonatschwelle als Lebensraum nahe, deren Lage angesichts des paläobiogeographischen Befundes am avalonischen Schelfaußenrand gegenüber Armorika als am wahrscheinlichsten angesehen wird.

Wie bereits erwähnt, vollzieht sich am Top des Ballersbach-Kalks ein Fazieswechsel, der im Zusammenhang mit dem Choteč-Event zu sehen ist und sich in einer deutlichen Veränderung in der Zusammensetzung der Trilobiten-Fauna niederschlägt. Diese wird hier aufgrund des Übergangscharakters zu Fazies und Fauna des Günterod-Kalks als Fauna der Übergangsfazies bezeichnet. Aufgrund der Aufschlussbedingungen ist die Beprobung dieses Bereichs schwierig, und die vorliegenden Kenntnisse sind noch unzureichend. Im Vergleich zur Ballersbachkalk-Fauna treten die Trilobiten stärker hinter anderen Faunenelementen zurück, und auch die Diversität der Trilobitenfauna ist absehbar deutlich geringer. Dennoch kann aus dem vorliegenden Befund auf eine Trilobitenfauna mit immer noch relativ hoher Diversität geschlossen werden (vgl. Spalte der *procera*-Subzone in Tab. 1 und 2). Zusätzlich zu den in den Tab. 1 und 2 aufgeführten Taxa nennt DIETRICH (1981 bzw. 1982) aus seiner Bank 7 *Aulacopleura beyrichi* (NOVÁK, 1890) sowie *Kettneraspis pigra* (BARRANDE, 1872), bzw. G. ALBERTI (1978) aus seiner Bank 4, die wohl ebenso diesem Hori-

zont zuzuordnen ist (s. bei 2. Zu Fundort und Fundschichten), unter anderem *Aulacopleura* sp. Somit ist auf die Anwesenheit der Gattungen *Aulacopleura* HAWLE & CORDA, 1847 und *Kettneraspis* PRANTL & PŘIBYL, 1949 in der Fauna der Übergangsfazies zu schließen, sie liegen Verfasser aber bislang nicht vor. In der Ballersbachkalk-Fauna zeigt die bruchstückhafte Erhaltung der Panzerteile einen Transport und somit einen allochthonen Charakter der Fauna an. In der Übergangsfazies sind die Panzerteile jedoch nicht nur deutlich vollständiger, es liegen im Gegensatz zur Ballersbachkalk-Fauna auch vereinzelt Panzerteile im Verbund vor. Zusammen mit der im Gegensatz zum Ballersbach-Kalk des Liegenden beobachtbaren Schichtung weist das deutlich auf Veränderungen nicht nur in der Fazies, sondern auch in der Taphonomie hin.

Mit Einsetzen des Günterod-Kalks vollzieht sich ein erneuter Fazieswechsel, der sich gleichfalls in faunistischen Veränderungen widerspiegelt. Die Trilobitenfauna zeigt im Vergleich eine weitere Verarmung und wird nun deutlich durch Vertreter der Gattung *Koneprusites* PŘIBYL, 1964 dominiert. Bislang liegen Verfasser aus dem Günterod-Kalk der Vorkommen in der Bomm I und II die Taxa *Chotecops?* sp. cf. *rhenanus* (NOVÁK, 1890), *Benesovella?* n. sp., *Koneprusites amicalis* n. sp., *K. cervisiaemontis* n. sp., *K. sp. A*, *Proetopeltis* (sg. indet.) sp., *Thysanopeltis* sp. sowie *Kettneraspis ornata* ssp.? vor. Angaben in G. ALBERTI (1978) lassen erneut auf die Anwesenheit von *Aulacopleura* schließen, die im Günterod-Kalk von Verfasser aber ebenfalls noch nicht nachgewiesen werden konnte. Zu *Kettneraspis ornata* (H. ALBERTI, 1969) sei angemerkt, dass der einzige bislang aus dem Günterod-Kalk von Ballersbach vorliegende Fund die morphologischen Unterschiede bestätigt, die H. ALBERTI (1969) zwischen Material aus Bicken und dem Holotypus aus dem Kellerwald festgestellt hat. Eine taxonomische Trennung könnte darum durchaus notwendig sein. Dies kann an dem vorliegenden Material jedoch nicht abschließend entschieden werden, zumal das bei G. ALBERTI (1969) auf Taf. 41 Fig. 2 abgebildete Original zu NOVÁK (1890) Taf. 4 Fig. 6 aus Bad Wildungen vergleichbare Merkmale zeigt. Im Günterod-Kalk ist zwar ebenfalls eine Schichtung feststellbar, die Panzerteile weisen jedoch wieder verstärkt Transportspuren auf, was darauf schließen lässt, dass der erneute Fazieswechsel auch hier mit Veränderungen in der Taphonomie einhergegangen ist. Die in Ballersbach gewonnenen Kenntnisse zu Faunenzusammensetzung und Taphonomie legen die Vermutung nahe, dass die historischen Funde aus Bicken und Günterod zumindest teilweise nicht dem eigentlichen Günterod-Kalk, sondern dem Bereich der Übergangsfazies entstammen.

4 Ausblick

Mit der Neuaufwältigung der Aufschlüsse „In der Bomm I“ und „In der Bomm II“ auf der Gemarkung Ballersbach werden mehrere Ziele verfolgt. Wie bereits erwähnt, ist bis zum heutigen Tag keine systematische Aufnahme der Trilobitenfauna erfolgt, was nicht nur den Ballersbach-Kalk, sondern auch die im Hangenden anschließenden Schichtglieder betrifft. So besteht das Hauptziel in der systematischen Erfassung der Trilobitenfaunen der besagten Vorkommen, wobei das auch die Karbonate im Hangenden des Ballersbach-Kalks umfasst. Mit der Erfassung der Trilobitenfauna sind dabei verschiedene Erwartungen verbunden. So erhofft sich Verfasser aus den Ergebnissen Rückschlüsse auf den Lebensraum, die Bildungsbedingungen sowie die paläobiogeographischen Beziehungen ziehen zu können. Zudem findet sich, wie ebenfalls bereits erwähnt, in den Karbonatvorkommen der Bomm die glückliche Konstellation, dass ein und derselbe Ablagerungsraum über einen ungewöhnlich langen stratigraphischen Zeitraum hinweg dokumentiert ist. So soll ein weiteres Augenmerk auf den Veränderungen der Zusammensetzung der Trilobitenfaunen in den verschiedenen Schichtgliedern liegen, soweit die

Fossilführung dies zulässt. Erschwert wird die Erfassung der Trilobitenfauna insbesondere des Ballersbach-Kalks durch die zumeist bruchstückhafte Erhaltung sowie die häufig schlechte Trennbarkeit der Fossilien in den meist mikritisch ausgebildeten Karbonaten, was nicht nur das Aufsammeln, sondern auch die nachträgliche Aufbereitung durch Präparation erschwert. So ist davon auszugehen, dass die Bearbeitung noch einige Zeit in Anspruch nehmen wird.

Da bislang eine entsprechende Bearbeitung für das aktuelle Profil fehlt, erfolgt zurzeit in Kooperation mit Herrn Elmar Kramm/Fulda eine horizontierte Beprobung hinsichtlich Conodonten. Anhand der den stratigraphischen Angaben in dieser Arbeit zugrunde liegenden Dacryoconariden-Stratigraphie ist eine eindeutige Bestimmung der Emsium/Eifelium-Grenze nicht möglich (vgl. Angaben bei G. ALBERTI 1987 bzw. 1993 sowie WEDDIGE 1996). Inwieweit die *partitus*-Grenze angesichts der soeben angesprochenen Problematik der fehlenden Korrespondenz zwischen der Karbonatbankfolge und der Biostratigraphie eindeutig feststellbar ist, bleibt abzuwarten.

5 Systematischer Teil

Ordnung **Proetida** Fortey & Owens, 1975
 Familie **Proetidae** Hawle & Corda, 1847
 Unterfamilie **Proetinae** Hawle & Corda, 1847

Unguliproetus ERBEN, 1951

Typusart: *Proetus unguoides* BARRANDE, 1846

Diagnose: ŠNAJDR (1980): 95.

Unguliproetus chamaeleo n. sp.

Abb. 7, Taf. 1, Fig. 3-14, Taf. 2, Fig. 1-8

- 1978 *Unguliproetus unguoides urani* (MAURER, 1881). – G. ALBERTI, Tentaculiten und Trilobiten: 263, 264.
- ? 2016 *Unguliproetus* sp. – BASSE & MÜLLER, Trilobiten Emsium Eifelium Lahnmulde: 44, Taf. 33, Fig. 373.
- ? 2017 *Unguliproetus* sp. – BASSE & MÜLLER, Revision Trilobiten Devon Lahn-Dill-Gebiet: 210.
- v • 2017 *Unguliproetus unguoides* aff. *urani* (MAURER, 1881). – FLICK & FLICK, Der Boden unter unseren Füßen: 5, Abb. 14.

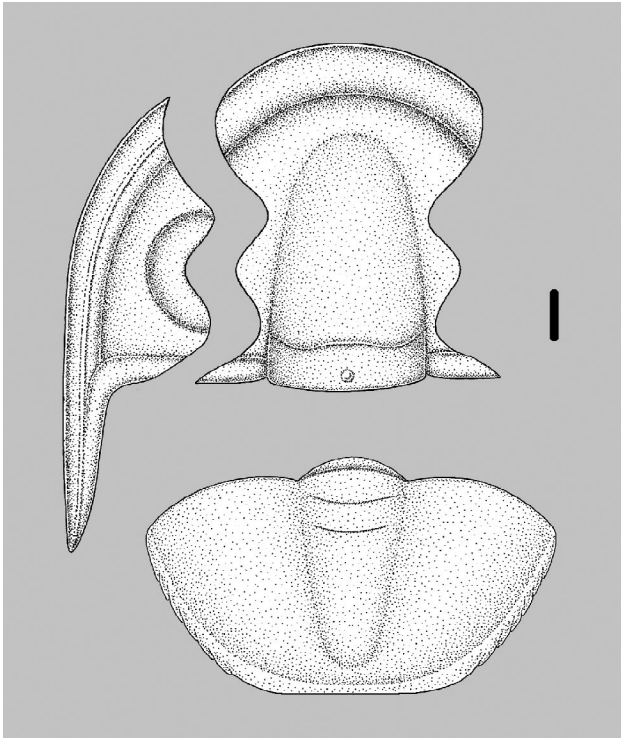
Derivatio nominis: Chamaeleo, Gattungsname der typischen Gattung des Chamäleons, latinisiert von gr. χαμαιλεων “Erdlöwe”. Anspielung auf die morphologische Variabilität des Taxons. Unveränderliche Apposition.

Holotypus: Das Cranidium auf Taf. 1, Fig. 3 (HLNUG).

Locus typicus: Stbr. „In der Bomm II“.

Stratum typicum: Bank 105 des Ballersbach-Kalks, *sulcata sulcata*-Zone, Unter-Eifelium.

Material: Außer dem Holotypus mehrere Dutzend Cranidia, Pygidia und Freiwangen in teilweise fragmentarischer Erhaltung aus der *richteri*-, der *maureri*-, sowie der *sulcata sulcata*-Zone aus den Lokalitäten „In der Bomm I“ und „In der Bomm II“. Vorbehaltlich weiterer Untersuchungen soll bis auf den Holotypus das weitere Material erst zu einem späteren Zeitpunkt in die Sammlung des HLNUG überführt werden.



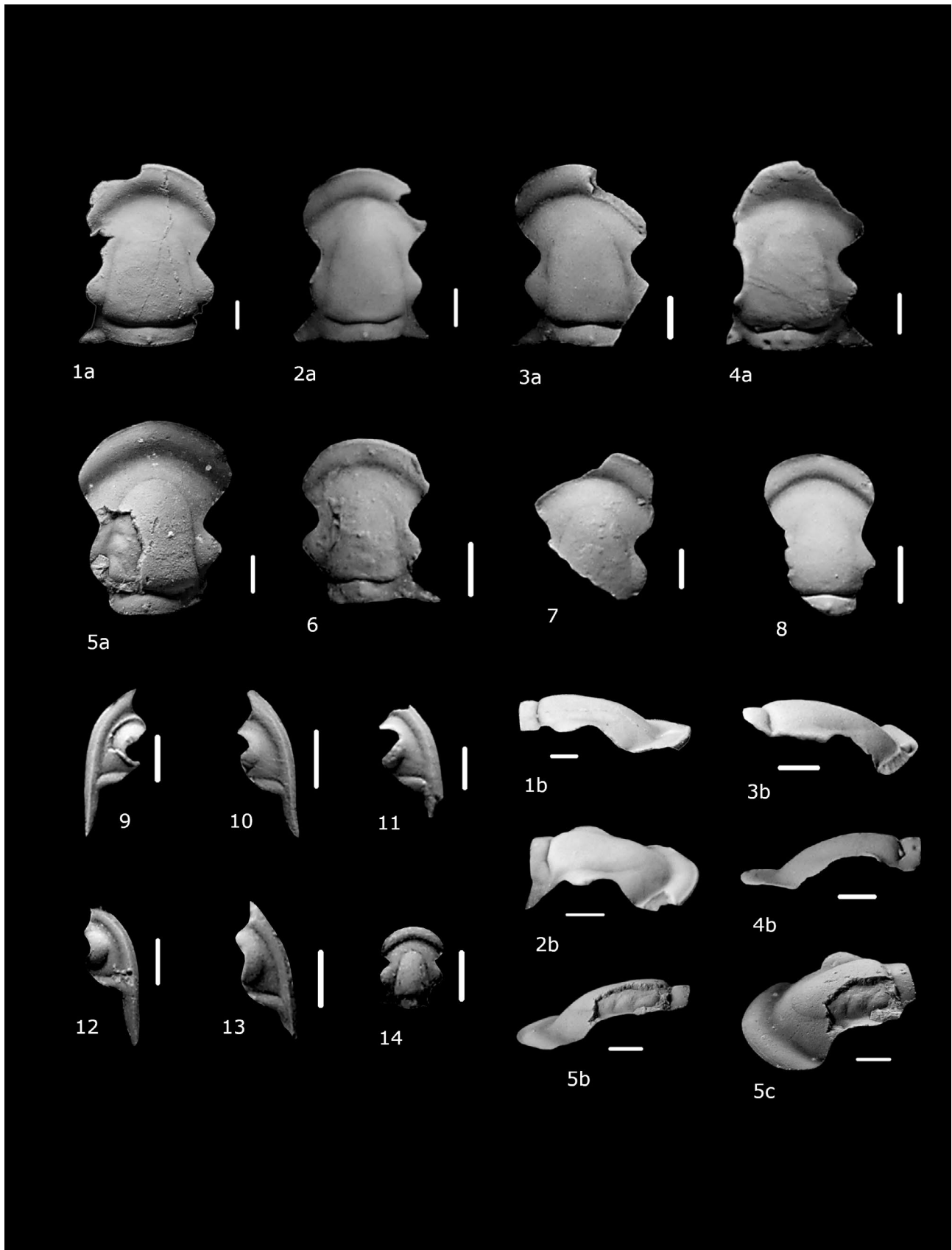
Diagnose: Das Taxon zeigt eine hohe morphologische Variabilität, und Individuen können in Einzelmerkmalen deutlich voneinander abweichen. Typische Vertreter weisen sich durch folgende Merkmale aus: Der Vorderrandsaum einen gleichmäßig gerundeten Bogen beschreibend, von mäßiger Breite, häufig sagittal gewölbt, zum Präglabellafeld hin merklich abfallend, im Regelfall mit nur einer einzelnen Leiste am Außenrand. Die Glabella schlank und subkonisch, das Vorderende spitz gerundet, die Dorsalfurchen bis zur gerundeten Spitze normalerweise geradlinig verlaufend. Der Occipitalring deutlich abgesetzt und häufig eine leichte Sagittalwölbung aufweisend. Vorderast der Facialsutur lang, in der Regel zwischen γ und β zunächst nur schwach, anschließend stark geschwungen und deutlich divergierend. Die Palpebralloben zumeist lang, deutlich ausladend und zur Mitte hin spitz zulaufend, hinter der sagittalen Mitte des Craniums positioniert, Hinterast der Facialsutur entsprechend vergleichsweise kurz. Randsaum der Freiwanne deutlich

Abb. 7: *Unguliproetus chamaeleo* n. sp. Ballersbach-Kalk der *richteri*- bis *sulcata*-Zone, Ober-Emsium bis Unter-Eifelium/Unter- bis Mitteldevon. Rekonstruktionszeichnung des Craniums, der Freiwanne sowie des Pygidiums auf Basis von aufgrund der vorliegenden Funde als typisch zu betrachtenden Morphologien. Maßstab 1 mm.

Tafel 1 (Seite 19)

- Fig. 1.** *Unguliproetus unguloides urani* (MAURER, 1881). Cranium, beschalt (Slg. Verfasser). a) Dorsalansicht, b) Lateralansicht. Greifenstein-Kalk, Grenzbereich Emsium/Eifelium, Unter-/Mitteldevon. Greifenstein/Hörre.
- Fig. 2.** *Unguliproetus unguloides urani* (MAURER, 1881). Cranium, beschalt (Slg. Verfasser). a) Dorsalansicht, b) Lateralansicht. Greifenstein-Kalk, Grenzbereich Emsium/Eifelium, Unter-/Mitteldevon. Greifenstein/Hörre.
- Fig. 3.** *Unguliproetus chamaeleo* n. sp. Cranium, beschalt, Holotypus (HLNUG). a) Dorsalansicht, b) Lateralansicht. Bank 105, Ballersbach-Kalk der *sulcata sulcata*-Zone, Unter-Eifelium/Mitteldevon. Steinbruch „In der Bomm II“/Ballersbach.
- Fig. 4.** *Unguliproetus chamaeleo* n. sp. Cranium, beschalt (Slg. Verfasser). a) Dorsalansicht, b) Lateralansicht. Bank 11, Ballersbach-Kalk der *richteri*-Zone, Ober-Emsium/Unterdevon. Steinbruch „In der Bomm I“/Ballersbach.
- Fig. 5.** *Unguliproetus chamaeleo* n. sp. Cranium, größtenteils beschalt, zusätzliche Stufenleiste am Vorderrandsaum ausgebildet (Slg. Verfasser). a) Dorsalansicht, b) Lateralansicht, c) Schräge Lateralansicht. Bank 11, Ballersbach-Kalk der *richteri*-Zone, Ober-Emsium/Unterdevon. Steinbruch „In der Bomm I“/Ballersbach.
- Fig. 6.** *Unguliproetus chamaeleo* n. sp. Cranium, beschalt (Slg. Verfasser). Bank 11, Ballersbach-Kalk der *richteri*-Zone, Ober-Emsium/Unterdevon. Steinbruch „In der Bomm I“/Ballersbach.
- Fig. 7.** *Unguliproetus chamaeleo* n. sp. Craniumfragment, beschalt (Slg. Verfasser). Lesestein Ballersbach-Kalk der *maureri*-Zone, Grenzbereich Emsium/Eifelium, Unter-/Mitteldevon. Steinbruch „In der Bomm II“/Ballersbach.
- Fig. 8.** *Unguliproetus chamaeleo* n. sp. Cranium, beschalt (Slg. Verfasser). Bank 105, Ballersbach-Kalk der *sulcata sulcata*-Zone, Unter-Eifelium/Mitteldevon. Steinbruch „In der Bomm II“/Ballersbach.
- Fig. 9.** *Unguliproetus chamaeleo* n. sp. Freiwanne, größtenteils beschalt (Slg. Verfasser). Bank 105, Ballersbach-Kalk der *sulcata sulcata*-Zone, Unter-Eifelium/Mitteldevon. Steinbruch „In der Bomm II“/Ballersbach.
- Fig. 10.** *Unguliproetus chamaeleo* n. sp. Freiwanne, beschalt (Slg. Verfasser). Bank 14, Ballersbach-Kalk der *maureri*-Zone, Grenzbereich Emsium/Eifelium, Unter-/Mitteldevon. Steinbruch „In der Bomm I“/Ballersbach.
- Fig. 11.** *Unguliproetus chamaeleo* n. sp. Freiwanne, beschalt (Slg. Verfasser). Bank 105, Ballersbach-Kalk der *sulcata sulcata*-Zone, Unter-Eifelium/Mitteldevon. Steinbruch „In der Bomm II“/Ballersbach.
- Fig. 12.** *Unguliproetus chamaeleo* n. sp. Freiwanne, beschalt (Slg. Verfasser). Lesestein Ballersbach-Kalk der *maureri*-Zone, Grenzbereich Emsium/Eifelium, Unter-/Mitteldevon. Steinbruch „In der Bomm I“/Ballersbach.
- Fig. 13.** *Unguliproetus chamaeleo* n. sp. Freiwanne, beschalt (Slg. Verfasser). Bank 108, Ballersbach-Kalk der *sulcata sulcata*-Zone, Unter-Eifelium/Mitteldevon. Steinbruch „In der Bomm II“/Ballersbach.
- Fig. 14.** *Unguliproetus chamaeleo* n. sp. Cranium, juvenil, beschalt (Slg. Verfasser). Bank 14, Ballersbach-Kalk der *maureri*-Zone, Grenzbereich Emsium/Eifelium, Unter-/Mitteldevon. Steinbruch „In der Bomm I“/Ballersbach.

Jeweils Maßstab 1 mm. Alle Objekte geweißt.



konvex, Ocellenfeld des Auges ausgesprochen groß, Wangenfeld vergleichsweise schmal. Wangenstachel plump, von mäßiger Länge. Pygidium subtrapezoid, gerundet, Hinterrand abgestutzt mit einer Tendenz zur Einbuchtung. Randsaum deutlich abgesetzt und ausgesprochen schmal, nach hinten hin etwas verbreiternd, anschließend zur Mitte hin wieder schmaler werdend. Rhachis lang und schmal, konisch, sich gleichmäßig nach hinten verjüngend. Sehr starke Tendenz zur Reduktion. Pleuralfeld ungegliedert, vorderste Pleurfurche höchstens angedeutet, auf der Rhachis oft nicht mehr als die ersten beiden Ringe erkennbar.

Beschreibung: Der Vorderrandsaum bildet in der Regel einen weiten, gleichmäßig gekrümmten Bogen von mäßiger Breite (sag.), kann in Einzelfällen jedoch verbreitert sein. Nur in Einzelfällen ist auch ein spitzerer Außenriss zu beobachten. Er ist meist sagittal gewölbt, kann aber auch flach sein. Er fällt stets in einem leichten Schwung zum Präglabellfeld hin merklich ab und weist in der Regel nur vorne am Außenrand eine einzelne Leiste auf. Bei großen Cranidia können jedoch bisweilen abaxial noch ein bis zwei weitere, kurze Stufenleisten vorhanden sein, die nicht durchgehend sind. Der Vorderrandsaum setzt sich durch die schmale Vordersaumfurche deutlich vom Präglabellfeld ab. Das Präglabellfeld ist ähnlich breit wie der Vorderrandsaum und nach vorne geneigt. Die Glabella ist schlank und von subkonischem Umriss, das Vorderende ist spitz gerundet. Die Dorsalfurchen sind seicht und verlaufen normalerweise geradlinig. Breite und Umriss der Glabella sind einer gewissen Variabilität unterworfen. Der Occipitalring ist durch eine tiefeingeschnittene, schmale Furche deutlich von der Glabella abgesetzt und relativ schmal (sag.). Er zeigt abaxial zu beiden Seiten eine Einbuchtung, verbreitert sich aber zum Außenrand hin wieder. Häufig weist er eine leichte Wölbung auf, kann aber auch abgeflacht sein. Er trägt mittig einen prominenten Medianknoten, der in den meisten Fällen leicht nach hinten versetzt ist. Die Palpebralloben sind in der Regel lang und ausladend, zur Mitte hin sind sie zumeist leicht spitz zulaufend. Sie sind leicht hinter der Mitte des Cranidiums positioniert. Vereinzelt treten Individuen mit kürzeren Palpebralloben auf, eine Korrespondenz zur Größe ist dabei nicht ablesbar. Der Vorderast der Facialsutur ist lang. Zwischen γ und β ist er meist erst schwach, anschließend sehr stark geschwungen und nach außen hin ausladend. Der tatsächliche Verlauf des Vorderastes der Facialsutur ist jedoch einer deutlichen Variabilität unterworfen, in Einzelfällen kann der Schwung auch nur schwach ausgeprägt sein (vgl. Taf. 1 Fig. 8). Der Hinterast ist kurz, konkav und divergiert deutlich. In der Seitenansicht steigt im Anschluss an dem mit einem leichten Schwung zum Präglabellfeld abfallenden Vorderrandsaum das deutlich abgesetzte Präglabellfeld in einem merklichen Bogen stark zur Glabella hin an. Diese ist nur leicht herausgewölbt und flach. Zum Occipitalring hin fällt sie schlagartig ab. Der Occipitalring wiederum ist zumeist leicht gewölbt, kann aber auch abgeflacht sein.

Die Freiwanne zeichnet sich durch ein relativ schmales Wangenfeld sowie ein ausgesprochen großes, klar abgesetztes Ocellenfeld des Auges aus. Der Außenrandsaum ist deutlich konvex, der Grad der Biegung zeigt jedoch eine gewisse Variabilität. Er ist durch die schmale Seitensaum-Furche merklich vom Wangenfeld abgesetzt. Die Wölbung korrespondiert mit dem Vorderrandsaum des Cranidiums. Er trägt weiterhin mittig sowie zum Außenrand hin je eine deutlich ausgebildete Stufenleiste, die bis zur Spitze des Wangenstachels verläuft. Durch die mittige Stufenleiste wirkt der Randsaum leicht gekielt. Der Hinterrandsaum ist schmal und deutlich abgesetzt. Der Wangenstachel ist relativ breit und von mäßiger Länge, die Länge variiert jedoch. Zur Spitze hin flacht er ab. Aufgrund des geradlinig verlaufenden Außen-, jedoch leicht gebogenen Innenrandes ist der Umriss asymmetrisch.

Das Pygidium weist einen subtrapezoiden, gerundeten Außenriss auf. Der Hinterrand ist distal etwas abgestutzt und kann leicht eingebuchtet sein. Der Vorderrand des Pleuralfeldes verläuft in einer schwachen, gleichmäßigen Biegung nach hinten. Der Außenriss ist einer gewissen Variabilität unterworfen. Die Rhachis ist konisch, das Hinterende gerundet. Ihre Breite kann ebenfalls variieren, wodurch die morphologische Bandbreite von einem stumpf- bis zu einem spitzkonischen Außenriss reicht. Die ersten beiden Rhachisringe sind zwar ebenfalls reduziert, aber stets vorhanden. Weitere Rhachisringe sind bisweilen angedeutet, können aber vollständig fehlen. Die Dorsalfurchen sind sehr seicht und zeigen ebenfalls eine deutliche Tendenz zur Reduktion. Diese Tendenz umfasst ebenfalls die Transversalwölbung der Rhachis. Ist die Rhachis im Regelfall merklich aus dem Pleuralfeld herausgewölbt, kann sie posterior sehr abgeflacht sein, bis hin zu einem annähernden Ineinanderfließen mit dem Pleuralfeld. In dieser Hinsicht bestehen merkbare Unterschiede zwischen den Einzelindividuen. Bei adulten Tieren ist die Gliederung des Pleuralfeldes zumeist einschließlich der bei *Unguliproetus* normalerweise zumindest angedeuteten vordersten Pleurfurche vollständig reduziert, das Pleuralfeld vollkommen glatt. Am Außenrand wird dies von einem schmalen Randsaum umschlossen, der durch eine sehr seichte Furche abgesetzt ist. Der Randsaum verbreitert sich leicht nach hinten, wird zum abgestutzten Hinterrand hin aber wieder sehr schmal. Er ist außen mit feinen Stufenleisten besetzt, die ineinandergedrillt sind. Sowohl im Längs- als auch im Querprofil weist das Pygidium nur eine leichte Wölbung auf.

Diskussion: Ein hohes Maß an Variabilität ist bei den Taxa von *Unguliproetus* allgemein verbreitet. Die Beurteilung von Verwandtschaftsverhältnissen wird somit maßgeblich erschwert, da sich Einzelindividuen unterschiedlicher Taxa in der Ausbildung ihrer Merkmale so deutlich einander annähern und dadurch Fehlinterpretationen bedingen können. Es besteht der Eindruck, dass die Pygidialmorphologie in der Regel weniger extremen Schwankungen unterworfen ist als

die Cephalomorphologie, weswegen sie wertvolle Hinweise hinsichtlich der Phylogenie liefern kann. Im Anschluss wird das neue Taxon mit den anderen bekannten Taxa der Gattung verglichen. Der Vergleich kann sich dabei jedoch stets nur auf typische Merkmalsausbildungen beziehen.

ŠNAJDR (1980) geht zwar auf die Problematik der morphologischen Variabilität bei der nominotypischen Unterart *Unguliproetus unguoides unguoides* (BARRANDE, 1846) aus dem böhmischen Suchomasty-Kalk ein, die Kenntnisse hierzu sind allerdings gering (vgl. hierzu auch BASSE 2009). Der Vergleich mit dem neuen Taxon basiert vornehmlich auf der Darstellung bei ŠNAJDR (1980). Von *chamaeleo* ist *unguoides unguoides* deutlich durch den spitzbogigen, flachen Vorderrandsaum, den stärker ogivalen Glabellauriss wie auch eine kräftigere Ausbildung der Dorsal- und Glabellafurchen unterscheidbar. Der Vorderast der Facialsutur ist zudem gleichmäßiger gerundet und divergiert weniger. Die Freiwanne wiederum weist ein kleineres Auge, ein größeres Wangenfeld, einen erkennbar weniger konvexen Randsaum sowie einen längeren Wangenstachel auf. Die Rhachis des Pygidiums verjüngt sich weiterhin stärker, der Abstand zum Hinterrand ist größer. Rhachis und Pleuralfeld sind stärker gegliedert, der Außenrandsaum breiter. Weiterhin scheint der Außenrand schwächer zu konvergieren als bei *chamaeleo*.

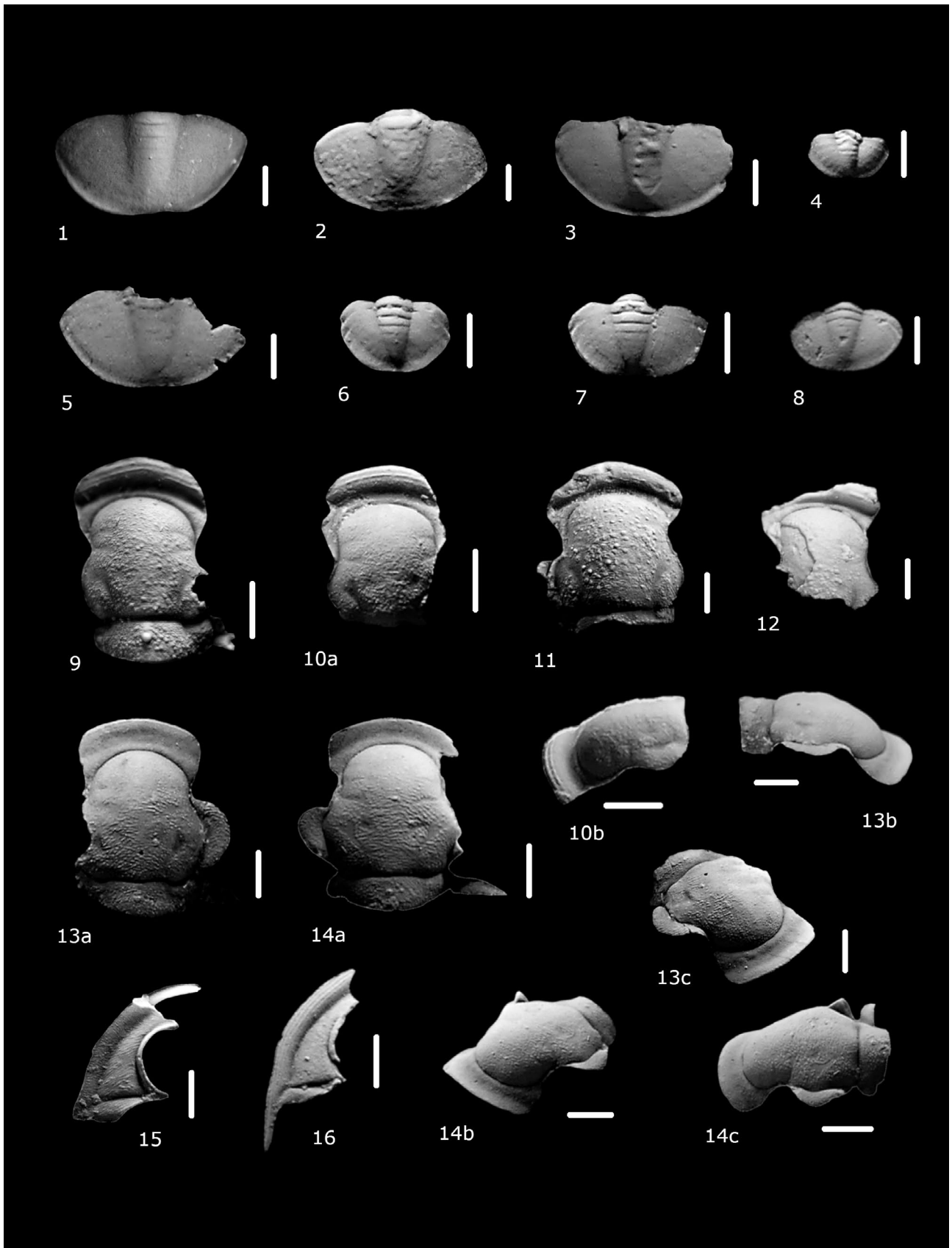
Die aus dem Greifenstein-Kalk bekannte Unterart *U. unguoides urani* (MAURER, 1881), mit der das Ballersbacher Taxon durch G. ALBERTI (1978) ursprünglich gleichgesetzt wurde, erweist sich insbesondere bei der cephalen Morphologie als variationsfreudig, und Einzelindividuen können *chamaeleo* ausgesprochen ähnlich werden. Zum Vergleich werden Exemplare von *urani* auf Taf. 1 Fig. 1 sowie Fig. 2 abgebildet. Eine Erfassung der Variabilität dieses Taxons wäre von großem Interesse, angesichts seiner Langlebigkeit, die im wesentlichen der von *chamaeleo* entspricht, kann jedoch nur unter Berücksichtigung stratigraphischer Aspekte mit aussagekräftigen Ergebnissen gerechnet werden. Obgleich das Material verschiedener institutioneller Sammlungen ursprünglich horizontalisiert aufgesammelt worden ist, liegen nur noch in der Sammlung der Universität Bonn zur Horizontierung Informationen vor. Ob das dortige Sammlungsmaterial für eine solche Untersuchung geeignet ist, konnte jedoch noch nicht überprüft werden. Typische Vertreter von *urani* zeigen einen spitzbogigeren, flachen Randsaum, der zudem mit mehreren Stufenleisten besetzt sein kann. Die Glabella ist häufig stärker ogival. Der Vorderast der Facialsutur ist in der Regel weniger stark geschwungen und ausladend, die Palpebrallöben sind kürzer und laden meist weniger aus. Für die Freiwanne gilt das gleiche wie das für die nominotypische Unterart gesagte. Das Pygidium zeigt eine tendentiell plumpere Rhachis und einen breiteren Randsaum. Das Pleuralfeld ist eher subtrapezoid und schwächer konvergierend, die vorderste Pleurfurche scheint stets noch vorhanden zu sein. Auffällig ist die gemeinsame starke Tendenz zur Reliefreduktion bei *urani* und *chamaeleo*. Die morphologische

Nähe typischer Vertreter lässt es sinnvoll erscheinen, *urani* als Unterart bei *unguoides* zu belassen.

Das marokkanische Taxon *U. tener* (G. ALBERTI, 1964) lässt sich leicht durch den flachen, tendentiell breiteren Vorderrandsaum und die stärker gewölbte Glabella unterscheiden. Der Vorderast der Facialsutur ist gleichmäßiger gerundet und divergiert offensichtlich stärker als bei typischen Vertretern von *chamaeleo*. Das Pygidium zeigt einen rundlicheren Umriss, die Rhachis ist stärker abgesetzt und gegliedert, und auch die Gliederung auf dem Pleuralfeld ist stärker ausgeprägt.

U. chungula ŠNAJDR, 1980 aus dem böhmischen Chýnice-Kalk zeigt weniger ausladende Vorderäste der Facialsutur sowie deutlich kleinere Palpebrallöben. Der Hinterast der Facialsutur ist entsprechend auch länger. Das Pygidium zeigt weiterhin eine deutlich stärker artikulierte Rhachis, der Abstand zum Hinterrand ist größer. Rhachis und Pleuralfeld sind stärker gegliedert, der Außenrandsaum breiter und gleichmäßiger ausgebildet.

Eine umfassende Darstellung zu den Taxa aus dem Harz findet sich bei BASSE (2009). Zu den Darstellungen bei ERBEN (1951 und 1952) sowie H. ALBERTI (1968) sei ebenfalls auf diese Arbeit verwiesen. Von *U. wiedaianus* BASSE, 2009 werden von dem Autor bei den Cephalo zwei Morphotypen ausgeschieden. Morphotyp 1 zeigt einen spitzeren Vorderrandsaum, stärker konvergierende Dorsalfurchen sowie kürzere Palpebrallöben. Bei Morphotyp 2 divergiert der Vorderast der Facialsutur stärker, die Palpebrallöben sind merklich kürzer und liegen weiter vorne. Die Glabella ist eher tonnenförmig. Beim Pygidium ist die Rhachis plumper und deutlich stärker gegliedert, was tendentiell auch auf das Pleuralfeld zutrifft. Der Außenrandsaum ist deutlich breiter und gleichmäßiger ausgebildet. Unter den bei BASSE (2009) unter offener Nomenklatur geführten Taxa weist n. sp. B7 einen spitzeren Vorderrandsaum, weniger divergierende Vorderäste der Facialsutur, weiter vorne liegende Palpebrallöben sowie am Pygidium eine breitere Rhachis und Außenrandsaum auf. Bis auf den spitzeren Vorderrandsaum treffen die Unterschiede am Cranium auch auf sp. L₁ zu. Bei sp. S4 sind die Dorsalfurchen leicht konkav, der Vorderast der Facialsutur divergiert weniger, die Palpebrallöben sind weiterhin kürzer und weniger ausladend. Die Freiwanne zeigt ein deutlich kleineres Auge und breiteres Wangenfeld. Beim Pygidium sind Rhachis und Pleuralfeld stärker gegliedert, der Randsaum ist breiter. N. sp. Sg7 unterscheidet sich ebenfalls durch weniger divergierende Vorderäste der Facialsutur und kürzere Palpebrallöben, die zudem weiter vorne liegen. Bei n. sp. Sg6 sticht die sehr stark ausladende Facialsutur ins Auge. Das Pygidium wiederum weist einen rundlicheren Umriss, eine sich stärker verjüngende Rhachis sowie einen deutlich breiteren Randsaum auf. Weiterhin ist das Pygidium distal nicht abgestutzt. Die Dorsalfurchen sind beim Cranium von sp. CS3 offensichtlich leicht konkav. Die Palpebrallöben sind kürzer und liegen weiter vorne, für das Pygidium gilt im Wesentlichen das für n. sp. Sg6 gesagte.



Während die Harzer Taxa in ihrer cephalen Morphologie recht ähnlich werden können, unterscheiden sich die Pygidia, soweit bekannt, durch einen in der Regel breiten, wesentlich gleichmäßiger ausgebildeten Randsaum sowie eine stärkere Tendenz zur Gliederung von Rhachis und Pleuralfeld von *chamaeleo* deutlich. Häufig ist der Außenumriss zudem stärker gerundet. Da diese Merkmale weitgehend von jenen Taxa geteilt werden, teilt Verfasser die Annahme von BASSE (2009), dass die Harzer Vertreter von *Unguliproetus* eine eigene phylogenetische Gruppe bilden. Das neue Taxon gehört sicher eher in die Verwandtschaft von *U. unguloides*. Die größte Ähnlichkeit besteht dabei tatsächlich mit *U. unguloides urani*, die morphologisch zwischen der nominotypischen Unterart und *chamaeleo* steht.

Ein einzelnes vorliegendes juveniles Cranidium (Taf. 1 Fig. 14) zeigt eine subkonische Glabella mit deutlich ausge-

prägten Dorsalfurchen. Die Festwangen sind verbreitert, die Palpebrallöben deutlich vergrößert und etwa etwa auf Höhe der sagittalen Mitte des Cranidiums positioniert. Die ausladenden Vorderäste der Facialsutur sind entsprechend verkürzt. Juvenile Pygidia zeigen bereits eine gewisse Variationsfreudigkeit, zeichnen sich jedoch durch einen rundlichen bis annähernd halbrunden Umriss wie auch einen gleichmäßig breiten Randsaum aus. Weiterhin sind sie in der Regel merklich stärker gewölbt, was insbesondere für die deutlich artikulierte Rhachis gilt, die zudem wesentlich stärker gegliedert ist. Auch auf dem Pleuralfeld sind die ersten ein bis zwei Pleuren noch ausgebildet, wobei sich die Interpleuralfurchen bis zum Außenrand durchziehen. Demnach ist davon auszugehen, dass die Reliefreduktion im Wesentlichen im Rahmen der postlarvalen Ontogenie stattgefunden hat. Auffällig ist jedoch, dass der Grad der Reliefreduktion nicht mit der Größe der Pygidien

Tafel 2 (Seite 22)

- Fig. 1.** *Unguliproetus chamaeleo* n. sp. Pygidium, beschalt (Slg. Verfasser). Lesestein Ballersbach-Kalk der *maureri*-Zone, Grenzbereich Emsium/Eifelium, Unter-/Mitteldevon. Steinbruch „In der Bomm II“/Ballersbach.
- Fig. 2.** *Unguliproetus chamaeleo* n. sp. Pygidium, beschalt, vorderste Pleuralfurche angedeutet (Slg. Verfasser). Lesestein Ballersbach-Kalk der *sulcata sulcata*-Zone, Unter-Eifelium/Mitteldevon. Steinbruch „In der Bomm II“/Ballersbach.
- Fig. 3.** *Unguliproetus chamaeleo* n. sp. Pygidium, beschalt, vorderste Pleuralfurche noch ausgebildet (Slg. Verfasser). Bank 105, Ballersbach-Kalk der *sulcata sulcata*-Zone, Unter-Eifelium/Mitteldevon. Steinbruch „In der Bomm II“/Ballersbach.
- Fig. 4.** *Unguliproetus chamaeleo* n. sp. Pygidium, beschalt, juvenil (Slg. Verfasser). Bank 105, Ballersbach-Kalk der *sulcata sulcata*-Zone, Unter-Eifelium/Mitteldevon. Steinbruch „In der Bomm II“/Ballersbach.
- Fig. 5.** *Unguliproetus chamaeleo* n. sp. Pygidium, Silikonabdruck des Negativs, vorderstes Pleurenpaar noch angedeutet (Slg. Verfasser). Bank 105, Ballersbach-Kalk der *sulcata sulcata*-Zone, Unter-Eifelium/Mitteldevon. Steinbruch „In der Bomm II“/Ballersbach.
- Fig. 6.** *Unguliproetus chamaeleo* n. sp. Pygidium, beschalt, juvenil (Slg. Verfasser). Bank 105, Ballersbach-Kalk der *sulcata sulcata*-Zone, Unter-Eifelium/Mitteldevon. Steinbruch „In der Bomm II“/Ballersbach.
- Fig. 7.** *Unguliproetus chamaeleo* n. sp. Pygidium, beschalt, juvenil (Slg. Verfasser). Bank 14, Ballersbach-Kalk der *maureri*-Zone, Grenzbereich Emsium/Eifelium, Unter-/Mitteldevon. Steinbruch „In der Bomm I“/Ballersbach.
- Fig. 8.** *Unguliproetus chamaeleo* n. sp. Pygidium, beschalt, juvenil (Slg. Verfasser). Bank 14, Ballersbach-Kalk der *maureri*-Zone, Grenzbereich Emsium/Eifelium, Unter-/Mitteldevon. Steinbruch „In der Bomm I“/Ballersbach.
- Fig. 9.** *Montanproetus? marburgensis spumosunda* n. ssp. Cranidium, beschalt, Holotypus (HLNUG). Lesestein Ballersbach-Kalk der *sulcata sulcata*-Zone, Unter-Eifelium/Mitteldevon. Steinbruch „In der Bomm II“/Ballersbach.
- Fig. 10.** *Montanproetus? marburgensis spumosunda* n. ssp. Cranidium, beschalt (HLNUG). a) Dorsalansicht, b) Schräge Lateralansicht. Lesestein Ballersbach-Kalk der *sulcata sulcata*-Zone, Unter-Eifelium/Mitteldevon. Steinbruch „In der Bomm II“/Ballersbach.
- Fig. 11.** *Montanproetus? marburgensis spumosunda* n. ssp. Cranidium, beschalt (HLNUG). Bank 11, Ballersbach-Kalk der *richteri*-Zone, Ober-Emsium/Unterdevon. Steinbruch „In der Bomm I“/Ballersbach.
- Fig. 12.** *Montanproetus? marburgensis spumosunda* n. ssp. Cranidiumfragment, größtenteils beschalt (HLNUG). Lesestein Ballersbach-Kalk der *sulcata sulcata*-Zone, Unter-Eifelium/Mitteldevon. Steinbruch „In der Bomm II“/Ballersbach.
- Fig. 13.** *Timsaloproetus? wragei daktylogrammus* n. ssp. Cranidium, beschalt, Holotypus (HLNUG). a) Dorsalansicht, b) Lateralansicht, c) Schräge Frontalansicht von links. Lesestein Ballersbach-Kalk der *sulcata sulcata*-Zone, Unter-Eifelium/Mitteldevon. Steinbruch „In der Bomm II“/Ballersbach.
- Fig. 14.** *Timsaloproetus? wragei cf. daktylogrammus* n. ssp. Cranidium, beschalt (HLNUG). a) Dorsalansicht, b) Lateralansicht, c) Schräge Frontalansicht von rechts. Lesestein Ballersbach-Kalk der *maureri*-Zone, Grenzbereich Emsium/Eifelium, Unter-/Mitteldevon. Steinbruch „In der Bomm II“/Ballersbach.
- Fig. 15.** *?Timsaloproetus? wragei daktylogrammus* n. ssp. Freiwange, beschalt (HLNUG). Lesestein Ballersbach-Kalk der *sulcata sulcata*-Zone, Unter-Eifelium/Mitteldevon. Steinbruch „In der Bomm II“/Ballersbach.
- Fig. 16.** *?Montanproetus? marburgensis spumosunda* n. ssp. Freiwange, beschalt (HLNUG). Lesestein Ballersbach-Kalk der *sulcata sulcata*-Zone, Unter-Eifelium/Mitteldevon. Steinbruch „In der Bomm II“/Ballersbach.

Jeweils Maßstab 1 mm. Alle Objekte geweißt.

korrespondieren muss. Dies gilt insbesondere nicht nur für die Gliederung der Rhachis, sondern auch für deren Wölbung. Es liegt darum nahe, dass zumindest hinsichtlich dieser Merkmale die morphologische Variabilität der adulten Tiere in der ontogenetischen Entwicklung angelegt ist, wie dies BASSE (2009) allgemein für *Unguliproetus* annimmt. Der Umstand, dass sich immer wieder Pygidia mit noch artikulierter erster Pleure in Größenklassen finden, in denen sonst Pygidia mit volladulter Morphologie vorliegen (vgl. z. B. Taf. 2 Fig. 5), ist möglicherweise Ausdruck einer Tendenz zu Neotenie, vorliegendes Material lässt hierzu jedoch bislang keinen eindeutigen Schluss zu.

Vorkommen: Das Taxon ist bislang mit Sicherheit nur aus der *richteri*-Zone, der *maureri*-Zone sowie der *sulcata sulcata*-Zone der Vorkommen „In der Bomm I und II“ bekannt. Während es in der *richteri*-Zone eher selten auftritt, stellt es im Hangenden bisweilen das häufigste Element innerhalb der Trilobitenfauna dar. Die von BASSE & MÜLLER (2016) auf Taf. 33 Fig. 373 abgebildeten Freiwangen aus dem Leun-Kalk stimmen morphologisch mit denen von *chamaeleo* grundsätzlich überein. Angesichts der offensichtlichen Beziehungen zwischen der Fauna des Leun-Kalks und des Ballersbach-Kalks ist das Vorkommen von *chamaeleo* im Leun-Kalk denkbar, Freiwangen reichen hierzu jedoch zur Beurteilung nicht aus.

Unterfamilie **Cornuproetinae** RICHTER, RICHTER & STRUVE in MOORE, 1959

***Montanproetus* BASSE, 2010**

Typusart: *Montanproetus capuvena* BASSE, 2010.

Diagnose: BASSE (2010): 8–9.

***Montanproetus? marburgensis* (HERRMANN, 1914)**

- * 1914 *Proetus Marburgensis* n. sp. – HERRMANN, Paläozoicum Ostrand Rheinisches Schiefergebirge: S. 346, Taf. 20 Fig 4a–b.
- 1963 *Cornuproetus* (*Cornupr.*) *pictus* (GIEBEL) *marburgensis* (HERRMANN). – H. ALBERTI, Herzynisches Devon Gr. Knollen: S. 12.
- 1968 *Cornuproetus* (*Cornuproetus*) *pictus* (GIEBEL, 1858) *marburgensis* (HERRMANN, 1914). – H. ALBERTI, Trilobiten Devon Harz Rheinisches Schiefergebirge: S. 73–74, Taf. 5 Fig. 1–2.

Diagnose: H. ALBERTI (1968): 73.

Zeit und Raum: Emsium bis Eifelium, Rheinisches Schiefergebirge.

Unterarten: *M.? marburgensis marburgensis* (HERRMANN, 1914), *M.? marburgensis spumosunda* n. ssp.

***Montanproetus? marburgensis spumosunda* n. ssp.**

Abb. 8, Taf. 2, Fig. 9–12, ?16

Derivatio nominis: Gebildet aus *spumosa unda* (lat.) = schäumende Welle. Anspielung auf die typische Ausbildung der Skulptur der Glabella. Unveränderliche Apposition.

Holotypus: Das Cranidium auf Taf. 2 Fig. 9 (HLNUG).

Locus typicus: Stbr. „In der Bomm II“

Stratum typicum: Lesesteine eines hellen spätigen Kalks mit *Nowakia* (*Dmitriella*) *sulcata sulcata* (F. A. ROEMER, 1843), *sulcata sulcata*-Zone, Unter-Eifelium.

Material: 1 Cranidium *richteri*-Zone, der Holotyp, weitere 3 Cranidia sowie eine vorbehaltlich zugeordnete Freiwange *sulcata sulcata*-Zone (HLNUG), Material teilweise bruchstückhaft.

Diagnose: Frontallobus der Glabella merklich gewölbt, deutlich zum Präglabellafeld abfallend. Glabella und Occipitalring vollständig mit einer dichten, feinen Leistenskulptur bedeckt, die mit einer mäßig dichten Körnelung durchsetzt ist, Körnelung bisweilen so fein, dass sie und die Leistenskulptur

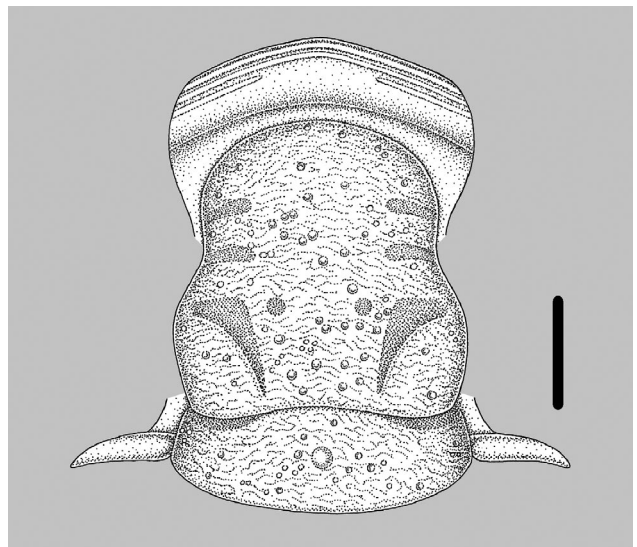


Abb. 8: *Montanproetus? marburgensis spumosunda* n. ssp. Ballersbach-Kalk der *richteri*- und *sulcata*-Zone, Ober-Emsium bis Unter-Eifelium/Unter- bis Mitteldevon. Rekonstruktionszeichnung des Cranidiums. Maßstab 1 mm.

ineinander übergehen. Dominantes Medianknötchen etwas vorderhalb der Mitte des Occipitalrings. Palpebrallöben nur mäßig breit.

Eine vorbehaltlich zugeordnete Freiwange zeichnet sich durch folgende Merkmale aus. Außenrand gleichmäßig gebogen, Randsaum breit und deutlich gepolstert, mit vier Stufenleisten besetzt, von denen nur die äußersten zwei bis zur Spitze durchgehend sind. Wangenstachel schlank und von mäßiger Länge. Wangenfeld glatt, vorne schmal, sich nach hinten stark verbreiternd. Auge lang.

Beschreibung: Der Vorderrandsaum ist breit, stark gepolstert und tendentiell leicht zugespitzt. In der vorderen Hälfte ist er mit zwei bis drei Stufenleisten besetzt, die dritte ist nicht durchgehend. Das Präglabellafeld ist sehr schmal, weist aber eine merkliche Wölbung auf. Die Glabella ist plump geigenförmig, der Vorderrand sehr flachbogig. Die Einschnürung findet sich etwa auf Höhe der Mitte, die Höhe der Einschnürung kann allerdings etwas variieren. Die tiefeingeschnittenen Dorsalfurchen divergieren ganz leicht vor der Einschnürung, hinter der Einschnürung ist die Glabella merklich ausgebuchtet. S1 liegt leicht hinter der Einschnürung und ist relativ deutlich ausgebildet. Abaxial wird sie von einer auffallenden Furche begrenzt, die nach hinten tiefer wird und sich als Vertiefung bis zum Occipitalring fortzieht. S2 und S3 wie auch die runden Feldchen auf Höhe von S1 sind sehr seicht. Die Skulptur ist sehr variabel. Die gesamte Glabella ist mit einer dichten Leisten- und Knötchen-Skulptur sowie mäßig dicht mit Knötchen besetzt, wobei zu den Dorsalfurchen hin die Körnelung tendentiell feiner wird. Die Körnelung kann dabei aber auch so fein sein, dass sie und die Leisten-Skulptur ineinander übergehen. Der Occipitalring ist breit, abaxial auf Höhe der L1 ist der Vorderrand merklich eingebuchtet. Etwas vorderhalb der Mitte sitzt ein dominantes Medianknötchen. Der Occipitalring ist auf die gleiche Art und Weise skulpturiert wie die Glabella, wobei für die Granulation als Skulpturvariante bislang der Occipitalring nicht vorliegt. Der Vorderast der Facialsutur ist konvex, gleichmäßig gebogen und divergiert nach vorne hin. Die Palpebrallöben sind bei keinem Exemplar vollständig erhalten, vorhandene Reste weisen aber auf eine nur mäßige Breite hin. In der Seitenansicht steigt der Vorderrandsaum erst deutlich an, um dann in einer langen flachen Schräge zum Präglabellafeld abzufallen, der Scheitel-

punkt befindet sich vor der Mitte. Das kurze Präglabellafeld steigt in einem merklichen Bogen zur Glabella auf, die sich deutlich aus ihm herauswölbt. Anschließend beschreibt die Glabella einen flachen Bogen, bis sie zum Occipitalring schlagartig abfällt. Die tief eingeschnittene Occipitalfurchung bildet eine auffallende Kerbe. Der Occipitalring selbst ist annähernd flach.

Eine aus dem Stratum typicum stammende Freiwange wird vorbehaltlich diesem Taxon zugeordnet. Der Außenrand ist konvex und gleichmäßig gebogen. Der Außenrandsaum ist deutlich gepolstert und mit vier Stufenleisten besetzt, von denen nur die äußersten zwei bis zur Spitze durchgehend sind. Die dritte reicht etwa bis auf Höhe der Hinterrandfurchung, die innerste verläuft noch in der vorderen Hälfte der Freiwange. Der Wangenstachel ist schlank und mäßig lang. Die Außenrandfurchung ist tief, wird aber nach hinten seichter. Die Hinterrandfurchung ist tief eingeschnitten und biegt erst abaxial von der Außenrandfurchung nach hinten um. Das Wangenfeld ist glatt, vorne sehr schmal, verbreitert sich aber nach hinten stark. Das Auge ist nur rudimentär erhalten, es ist aber noch nachvollziehbar, dass es lang gewesen ist.

Diskussion: Die Darstellung zur nominotypischen Unterart *M. marburgensis marburgensis* bei HERRMANN (1914) ist ziemlich ungenau. Genauere Kenntnisse vermittelt erst H. ALBERTI (1968). Das Ballersbacher Taxon schließt sich eng an die stratigraphisch ältere nominotypische Unterart aus dem Unter-Emsium an. Die wesentlichen Unterschiede gehen aus der Diagnose hervor. Es ist nicht ausgeschlossen, dass bei einer genaueren Kenntnis der nominotypischen Unterart die Abtrennung von *spumosunda* als eigene Art sinnvoll wird.

Eine aus dem Stratum typicum stammende Freiwange zeigt große morphologische Ähnlichkeit zu von *Montanproetus* bekannten Freiwangen. Die Zugehörigkeit zu diesem Taxon scheint wahrscheinlich, bleibt aber aufgrund der isolierten Fundsituation der Panzerteile unsicher.

Vorkommen: Das Taxon ist bislang nur aus der *richteri*-Zone sowie der *sulcata sulcata*-Zone der Vorkommen „In der Bomm I und II“ belegt. Von einem Vorkommen in der *maurei*-Zone ist auszugehen.

Timsaloproetus GIBB & CHATTERTON, 2007

Typusart: *Cornuproetus (Sculptoproetus) haasi* G. ALBERTI, 1971

Diagnose: GIBB & CHATTERTON (2007): 354–355.

Timsaloproetus? wragei (G. ALBERTI, 1981a)

* 1981a *Cornuproetus (Paralepidoproetus) wragei* n. sp. – G. ALBERTI, Trilobiten Silurium, Unter- und Mitteldevon, III: 23–24, Abb. 7, Taf. 2 Fig. 11–13.

Diagnose: G. ALBERTI (1981a): 24.

Zeit und Raum: Emsium bis Eifelium, Marokko und Rheinisches Schiefergebirge.

Unterarten: *T. wragei wragei* (G. ALBERTI, 1981a), *T. wragei daktylogrammus* n. ssp.

***Timsaloproetus? wragei daktylogrammus* n. ssp.**

Abb. 9, Taf. 2, Fig. 13-14, ?15

Derivatio nominis: Von gr. δάκτυλος „Finger“ sowie γράμμα „Geschriebenes“, Ableitung vom Fachterminus für Fingerabdruck. Anspielung auf die Skulptur der Glabella. Wortendung latinisiert und dem Genus angepasst.

Holotypus: Das Cranidium auf Taf. 2, Fig. 13 (HLNUG).

Locus typicus: Stbr. „In der Bomm II“.

Stratum typicum: Lesesteine eines hellen spätigen Kalks mit *Nowakia (Dmitriella) sulcata sulcata* (F. A. ROEMER, 1843), *sulcata sulcata*-Zone, Unter-Eifelium.

Material: Neben dem Holotypus ein Cranidiumfragment sowie eine vorbehaltlich zugeordnete, beschädigte Freiwanne aus dem Stratum typicum des Taxons, weiterhin als cf.-Bestimmung ein Cranidium aus Lesesteinen der *maureri*-Zone des Locus typicus (HLNUG).

Diagnose: Vorderast der Facialsutur konvex, kürzer als bei der nominotypischen Unterart. Palpebralloben lang, weniger ausladend als bei *wragei wragei*. Glabella und Palpebralloben gleichmäßig dicht mit kurzen Leisten bedeckt. Einschnürung etwas weiter vorliegend als bei der nominotypischen Unterart.

Beschreibung: Der Vorderrandsaum ist flachbögig, ungepolstert, nach vorne hin mit einer schmalen Leiste abschließend. Zum Präglabellafeld hin wird er durch eine seichte Furche begrenzt. Das Präglabellafeld ist schmal und steigt in einem deutlich gewölbten Bogen steil zur Glabella hin an. Die Glabella ist lang, plump und geigenförmig, sich nach vorne hin merklich verjüngend. Der Vorderrand ist leicht spitz gebogen, etwa auf Höhe des vorderen Drittels findet sich eine Einschnürung. Die deutlich entwickelten Dorsalfurchen konvergieren vor der Einschnürung leicht, hinter der Einschnürung buchtet die Glabella stark aus, dabei seitlich eine leichte Spitze bildend. S1 und die runden Feldchen finden sich auf Höhe der maximalen Ausbuchtung der Glabella, S2 etwa auf Höhe der Einschnürung. S2 und S3 befinden sich entsprechend weit nach vorne gerückt. Alle Glabellafurchen sind sehr seicht. Der Occipitalring ist von nur mäßiger Breite (sag.), abaxial ist der Vorderrand auf Höhe der L 1 etwas eingebuchtet. Etwa auf Höhe der sagittalen Mitte findet sich ein feines Medianknötchen. Der Vorderast der Facialsutur ist nur mäßig lang und konvex, einen gleichmäßigen, divergierenden Bogen bildend. Die Palpebralloben sind lang und ausladend. Die Glabella und die Palpebralloben sind gleichmäßig mit dichtstehenden

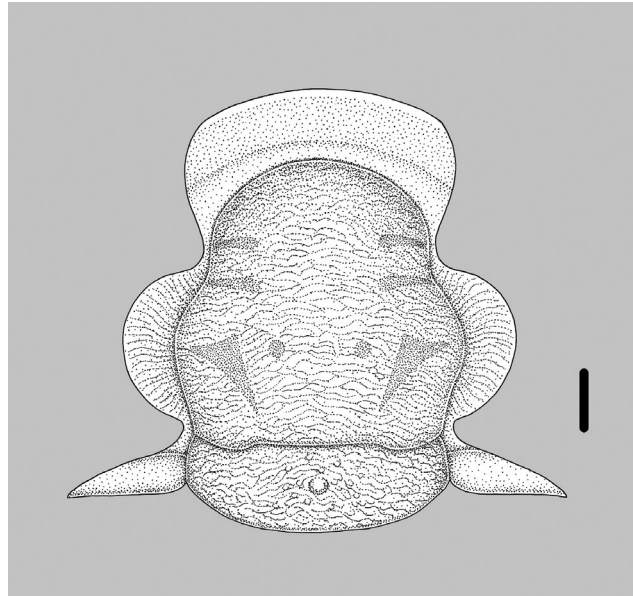


Abb. 9: *Timsaloproetus? wragei daktylogrammus* n. ssp. Ballersbach-Kalk der *sulcata*-Zone, Unter-Eifelium/Mitteldevon. Rekonstruktionszeichnung des Cranidiums. Maßstab 1 mm.

kurzen Leisten besetzt. Auf dem Occipitalring können die Leisten auch in Körnchen übergehen. Vorderrandsaum und Präglabellafeld sind skulpturlos. In der Seitenansicht ist der Vorderrandsaum flach, das schmale Präglabellafeld beschreibt einen deutlichen Bogen und steigt stark zur Glabella hin an. Die Glabella steigt zunächst merklich an, beschreibt anschließend aber einen flachen Bogen, ehe sie zur Occipitalfurchen wieder leicht abfällt. Die Occipitalfurchen bildet eine merkliche Einkerbung. Der Occipitalring ist erneut flach.

Eine unter Vorbehalt zum Taxon gestellte Freiwanne weist ein sehr großes Auge auf. Das Wangenfeld ist vorne sehr schmal, verbreitert sich aber merklich nach hinten. Es ist nur schwach gewölbt. Der Außenrandsaum ist konvex, einen sich nach vorne hin verstärkenden Bogen beschreibend. Er ist kaum gepolstert, zum Wangenfeld hin wird er durch eine seichte Furche begrenzt. Die Hinterrandfurchen ist hingegen tiefeingeschnitten. Der Wangenstachel ist nicht erhalten, die gesamte Freiwanne ist mit einer feinen Leistenskulptur besetzt.

Diskussion: Das Ballersbacher Taxon schließt sich sehr eng an die nominotypische Unterart aus dem Unter-Eifelium Marokkos an, die Unterschiede gehen aus der Diagnose hervor. Ein zweites Cranidium aus der *maureri*-Zone bestätigt die in der Diagnose beschriebenen Merkmale, weswegen die Abtrennung der Ballersbacher Funde als eigene Unterart gerechtfertigt erscheint. Das zweite Cranidium zeigt jedoch einen etwas schmaleren Vorderrandsaum, eine länglichere flachbögig abschließende Glabella mit einem weniger konvergierenden Frontallobus sowie spitzer zulaufende Palpebralloben. Diese Merkmale mögen durchaus im Rahmen der Variationsbreite

liegen, ein weiteres aus dem Stratum typicum vorliegendes Cranidiumfragment bestätigt dies für den Bau des Präglabellafeldes, da angesichts des vom Holotypus abweichenden Alters eine taxonomische Relevanz dieser Merkmale jedoch nicht zur Gänze auszuschließen ist, erfolgt die Zuordnung vorerst nur als cf. Gerade die Morphologie der Glabella sowie des Präglabellafeldes und des Vorderrandsaums des zweiten Cranidiums nähern sich stark *Timsaloproetus haasi* (G. ALBERTI, 1971) an, die fehlende Skulptur auf Präglabellafeld und Vorderrandsaum, die weniger divergierenden Vorderäste der Facialsutur wie auch die deutlich schmalere Palpebrallöbe machen es aber klar unterscheidbar.

Von G. ALBERTI (1981a) wurde *wragei* seiner neu aufgestellten Gattung *Paralepidoproetus* zugeordnet. Tatsächlich zeigt *Paralepidoproetus* jedoch merkbare Unterschiede in der Morphologie der Glabella wie auch des Vorderrandsaums. Hingegen schließt sich *wragei* weitgehend der Morphologie des Taxons *Timsaloproetus* GIBB & CHATTERTON, 2007 an. Der größte Unterschied besteht in der fehlenden Leisten-Skulptur auf dem Präglabellafeld sowie dem Vorderrandsaum. Eine Zugehörig-

keit zu *Timsaloproetus* wird von Verfasser als ausgesprochen wahrscheinlich angesehen, da die beschriebenen Skulpturelemente allerdings von allen anderen Taxa der Gattung geteilt werden, bleibt eine gewisse Unsicherheit. Die Zugehörigkeit des von G. ALBERTI (1981a) vorbehaltlich zu *wragei* gestellten Pygidiums wird bei einer solchen Interpretation allerdings sehr unwahrscheinlich.

Im Stratum typicum von *dactylogrammus* fand sich eine Freiwange vom *Timsaloproetus*-Bauplan, die morphologisch von *Timsaloproetus haasi*, der als cf.-Bestimmung aus Ballersbach vorliegt, abweicht (zum Bau der Freiwangen von *haasi* vergleiche G. ALBERTI, 1971). Da *dactylogrammus* bislang das einzige andere Taxon aus dem Ballersbach-Kalk mit *Timsaloproetus*-Bauplan darstellt, wird die Freiwange vorbehaltlich ihm zugeordnet.

Vorkommen: Bislang gesichert nur in der *sulcata sulcata*-Zone sowie als cf.-Bestimmung aus der *maureri*-Zone des Locust typicus.

***Koneprusites* PŘIBYL, 1964**

Typusart: *Proetus moestus* BARRANDE, 1852.

Diagnose: ŠNAJDR (1980): 241.

Bemerkung: Die starke Präsenz der Gattung *Koneprusites* in Ballersbach ist auffällig. Tritt sie in der Übergangsfauna mit einem Taxon, im basalen Günterod-Kalk sogar mit drei Taxa auf (s. hierzu auch Diskussion von *K. amicalis* n. sp.), liegt aus einem Lesestein des Ballersbach-Kalks, der vermutlich der *sulcata sulcata*-Zone zuzurechnen ist, ein Fund vor, der bereits der Gattung zuzurechnen (*Koneprusites* sp. J, Taf. 3 Fig. 11) und zweifellos älter als das Choteč-Event ist. Weiterhin findet sich ein Taxon (gen. aff. *Koneprusites* n. sp. K in Tab. 1), das in seinen Merkmalen zwischen *Koneprusites* und dem Formenkreis um *Cornuproetus* RICHTER & RICHTER, 1919 vermittelt (s. Taf. 3 Fig. 12-13) und womöglich einen Vertre-

ter der Stammform von *Koneprusites* darstellt. Dieses Taxon ist sicher für die *maureri*- sowie für die *sulcata sulcata*-Zone nachgewiesen, scheint aber bereits in der *richteri*-Zone aufzutreten. Da bislang nur unvollständige Pygidia vorliegen, wird die taxonomische Darstellung vorerst noch zurückgestellt. Es scheint aber so, als wenn der Herkunftsraum der Ballersbacher Fauna bei der Entwicklung der Gattung *Koneprusites* eine besondere Rolle gespielt hätte, zumal die morphologische Nähe des *Koneprusites*-Fundes aus der Ballersbachkalk-Fauna zum vermeintlichen Vorläufer-Taxon eine unmittelbare Herleitung wahrscheinlich erscheinen lässt.

***Koneprusites amicalis* n. sp.**

Abb. 10, Taf. 3 Fig. 1-10

? 1978 *Koneprusites bickenensis* – G. ALBERTI, Tentaculiten Trilobiten Wissenbacher Schiefer Ballersbacher Kalk: 263-264.

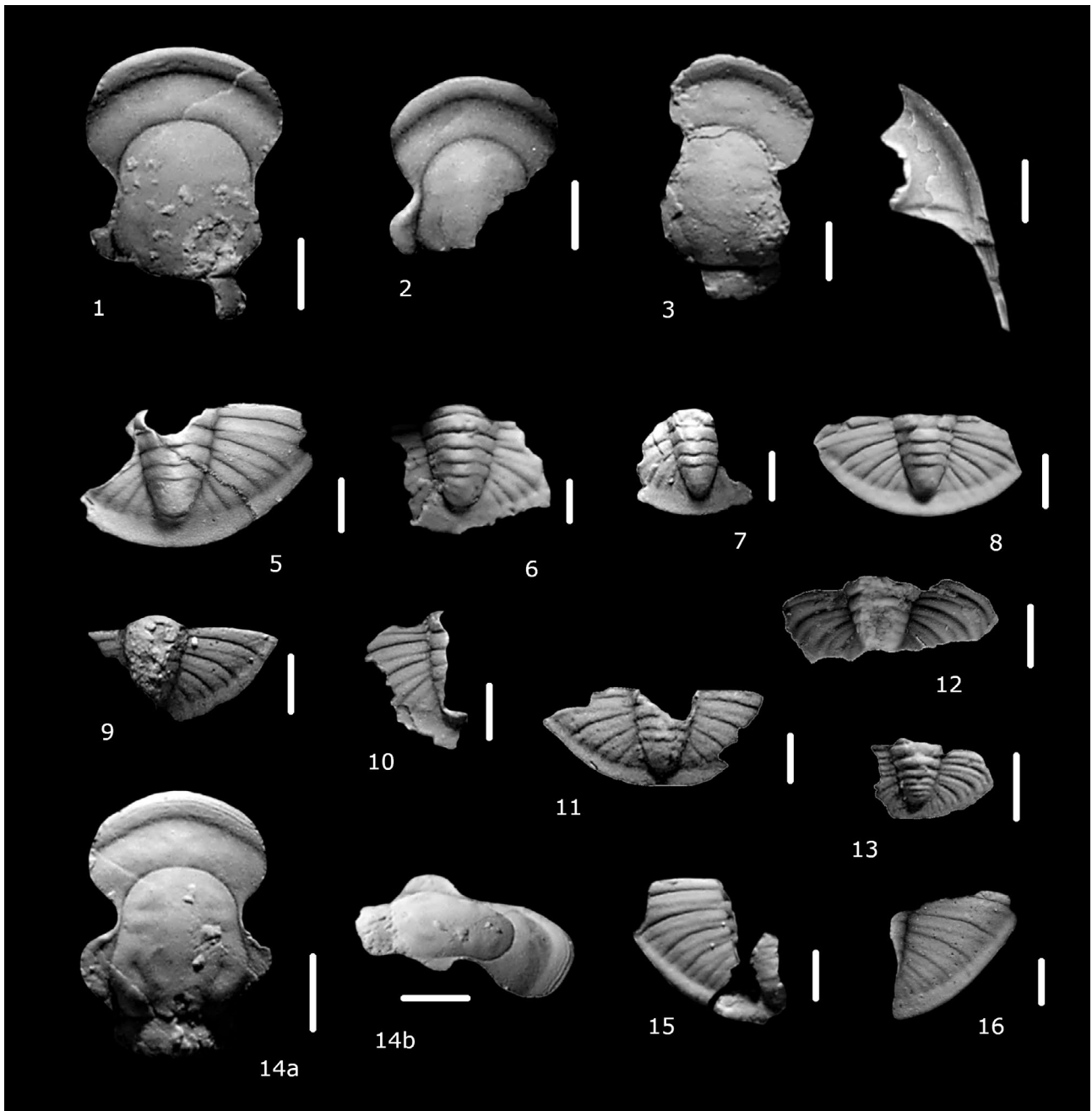
Derivatio nominis: *amicalis* (lat.) = freundschaftlich. In Anerkennung der herzlichen Unterstützung der Untersuchung durch die Gemeinde Ballersbach, insbesondere des Arbeitskreises Heimatgeschichte.

Holotypus: Das Cranidium auf Taf. 3, Fig. 1 (HLNUG).

Locus typicus: Stbr. „In der Bomm I“.

Stratum typicum: Bank 8, basaler Günterod-Kalk, Unter-Eifelium.

Material: Der Holotypus, 2 weitere Cranidia, 3 Freiwangen sowie 7 Pygidia, alle aus dem Stratum typicum, ein Pygidium aus Bank 15 (HLNUG), Material teilweise fragmentarisch.



Tafel 3

- Fig. 1.** *Koneprusites amicalis* n. sp. Cranidium, beschalt, Holotypus (HLNUG). Bank 8, basaler Günterod-Kalk, Unter-Eifelium/Mitteldevon. Steinbruch „In der Bomm I“/ Ballersbach.
- Fig. 2.** *Koneprusites amicalis* n. sp. Cranidiumfragment, beschalt (HLNUG). Bank 8, basaler Günterod-Kalk, Unter-Eifelium/Mitteldevon. Steinbruch „In der Bomm I“/ Ballersbach.
- Fig. 3.** *Koneprusites amicalis* n. sp. Cranidium, Glabella und Occipitalring in Steinkernerhaltung (HLNUG). Bank 8, basaler Günterod-Kalk, Unter-Eifelium/Mitteldevon. Steinbruch „In der Bomm I“/ Ballersbach.
- Fig. 4.** *Koneprusites amicalis* n. sp. Freiwange, beschalt (HLNUG). Bank 8, basaler Günterod-Kalk, Unter-Eifelium/Mitteldevon. Steinbruch „In der Bomm I“/ Ballersbach.
- Fig. 5.** *Koneprusites amicalis* n. sp. Pygidium, beschalt (HLNUG). Bank 8, basaler Günterod-Kalk, Unter-Eifelium/Mitteldevon. Steinbruch „In der Bomm I“/ Ballersbach.

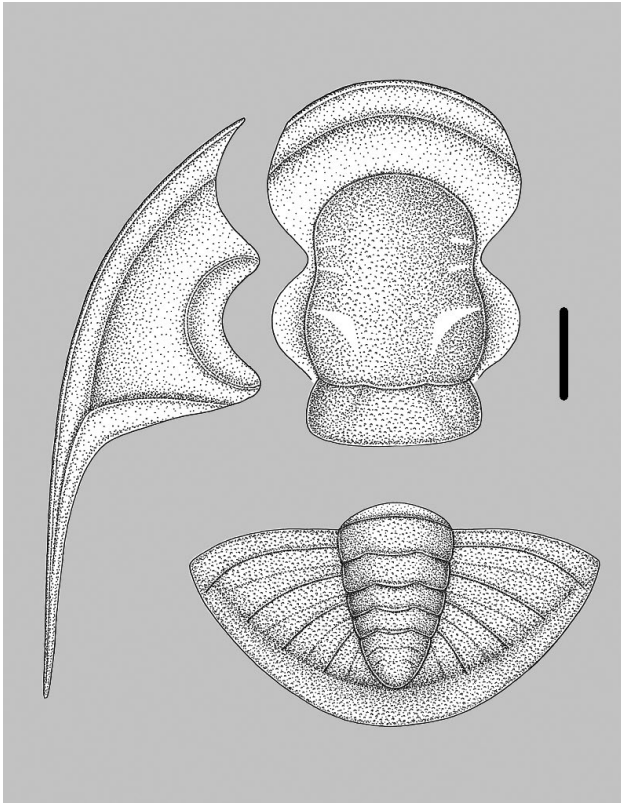


Abb. 10: *Koneprusites amicalis* n. sp. Basaler Günterod-Kalk, Unter-Eifelium/Mitteldevon, Ballersbach. Rekonstruktionszeichnung des Craniums, der Freiwanne sowie des Pygidiums. Die Hinteräste der Facialsutur bislang unbekannt. Maßstab 1 mm.

Diagnose: Vorderrand des Craniums konvex, deutlich gebogen. Vorderrandsaum kaum gepolstert, flach, mit ein bis zwei randparallelen Stufenleisten am Vorderrand. Präglabellafeld breit (sag.). Glabella plump, leicht geigenförmig, mit einer leichten Einschnürung in der vorderen Hälfte, ungekielt. Glabellafurchen sehr seicht, insbesondere S1 und S2 bei Schalenexemplaren kaum noch wahrnehmbar. Vorderast der Facialsutur konvex, stark gebogen, deutlich nach vorne divergierend. Palpebrallöben stark ausladend. Außenrand der Freiwanne gleichmäßig gebogen, Randsaum durch eine breite und seichte Furche vom Wangenfeld abgesetzt. Wangenfeld ohne Plattformen an den Augensockeln. Pygidium im Umriss annähernd halbeliptisch. Rhachis leicht ogival, mit vier deutlich entwickelten Rhachisringen, zwei weitere Rhachisringe angedeutet. Pleuralfeld mit vier Pleuren, Pleurfurchen sehr schmal und deutlich, Interpleurfurchen sehr schmal und seicht, jedoch alle erkennbar. Hinterrandsaum breit und flach, durch eine seichte Furche vom Pleuralfeld abgesetzt, sich nach hinten verbreiternd.

Beschreibung: Der Vorderrand des Craniums ist konvex und beschreibt einen gleichmäßigen, stark geschwungenen Bogen. Der Vorderrandsaum ist flach und kaum gepolstert. Am Vorderrand finden sich ein bis zwei durchgehende, randparallele Stufenleisten, nach hinten schließt er mit einer seichten Furche zum Präglabellafeld ab. Das Präglabellafeld ist breit (sag.) und kaum gewölbt. Die Glabella ist plump, von leicht geigenförmigem Umriss. In der vorderen Hälfte findet sich eine leichte Einschnürung, vor der Einschnürung verlaufen die Dorsalfurchen annähernd parallel, ehe der Frontallobus mit einem flachen Bogen nach vorne abschließt. Hinter der

- Fig. 6.** *Koneprusites amicalis* n. sp. Pygidiumfragment, beschalt (HLNUG). Bank 8, basaler Günterod-Kalk, Unter-Eifelium/Mitteldevon. Steinbruch „In der Bomm I“/ Ballersbach.
- Fig. 7.** *Koneprusites amicalis* n. sp. Pygidiumfragment, beschalt (HLNUG). Bank 8, basaler Günterod-Kalk, Unter-Eifelium/Mitteldevon. Steinbruch „In der Bomm I“/ Ballersbach.
- Fig. 8.** *Koneprusites amicalis* n. sp. Pygidium, beschalt (HLNUG). Bank 8, basaler Günterod-Kalk, Unter-Eifelium/Mitteldevon. Steinbruch „In der Bomm I“/ Ballersbach.
- Fig. 9.** *Koneprusites amicalis* n. sp. Pygidium, Silikonabdruck des Negativs (HLNUG). Bank 8, basaler Günterod-Kalk, Unter-Eifelium/Mitteldevon. Steinbruch „In der Bomm I“/ Ballersbach.
- Fig. 10.** *Koneprusites amicalis* n. sp. Pygidiumfragment, beschalt (HLNUG). Bank 8, basaler Günterod-Kalk, Unter-Eifelium/Mitteldevon. Steinbruch „In der Bomm I“/ Ballersbach.
- Fig. 11.** *Koneprusites* sp. J. Pygidium, Silikonabdruck des Negativs (Slg. Verfasser). Lesestein Ballersbach-Kalk vermutlich der *sulcata sulcata*-Zone, vermutlich Unter-Eifelium/Mitteldevon. Steinbruch „In der Bomm II“/Ballersbach.
- Fig. 12.** Gen. aff. *Koneprusites* n. sp. K. Pygidiumfragment, beschalt (Slg. Verfasser). Lesestein Ballersbach-Kalk der *sulcata sulcata*-Zone, Unter-Eifelium/Mitteldevon. Steinbruch „In der Bomm II“/Ballersbach.
- Fig. 13.** Gen. aff. *Koneprusites* n. sp. K. Pygidium, Silikonabdruck des Negativs, juvenil (Slg. Verfasser). Lesestein Ballersbach-Kalk der *sulcata sulcata*-Zone, Unter-Eifelium/Mitteldevon. Steinbruch „In der Bomm II“/Ballersbach.
- Fig. 14.** *Koneprusites cervisiaemontis* n. sp. Cranium, beschalt, Holotypus (HLNUG). a) Dorsalansicht, b) Schräge Lateralansicht. Lesestein basaler Günterod-Kalk, vermutlich Bank 15, Unter-Eifelium/Mitteldevon. Steinbruch „In der Bomm I“/Ballersbach.
- Fig. 15.** *Koneprusites cervisiaemontis* n. sp. Pygidiumfragment, beschalt (HLNUG). Lesestein basaler Günterod-Kalk, vermutlich Bank 15, Unter-Eifelium/Mitteldevon. Steinbruch „In der Bomm I“/Ballersbach.
- Fig. 16.** *Koneprusites cervisiaemontis* n. sp. Pygidiumfragment, beschalt (HLNUG). Lesestein basaler Günterod-Kalk, vermutlich Bank 15, Unter-Eifelium/Mitteldevon. Steinbruch „In der Bomm I“/Ballersbach.

Jeweils Maßstab 1 mm. Alle Objekte geweißt.

Einschnürung buchtet die Glabella leicht aus. Die Glabellafurchen sind durchwegs sehr seicht. Dies gilt besonders für S2 und S3, die bei Schalenexemplaren kaum noch wahrnehmbar sind. Der Occipitalring ist relativ breit und flach, es ist kein Medianknoten nachweisbar. Die Vorderäste der Facialsutur sind nur mäßig lang, sie sind konvex, stark geschwungen und divergieren stark unmittelbar ab β . Die Palpebrallöben sind lang und laden relativ stark aus. In der Seitenansicht ist der Vorderrandsaum flach und erhebt sich leicht über das Präglabellafeld. Das Präglabellafeld ist nur sehr leicht gewölbt. Die Glabella hebt sich deutlich aus dem Präglabellafeld heraus, ist aber anschließend ebenfalls annähernd flach, ebenso wie der Occipitalring, der durch die schmale, tiefeingeschnittene Occipitalfurchung abgesetzt ist. Bis auf die Glabella und den Occipitalring, die mit einer sehr feinen Granulation versehen sind, ist das Cranium glatt.

Das Auge ist in Übereinstimmung mit den langen, ausladenden Palpebrallöben relativ groß und sitzt auf einem schmalen ringförmigen Sockel. Der Vorderast der Facialsutur bildet weiterhin in Übereinstimmung mit dem Cranium eine stark geschwungene Einbuchtung. Das Wangenfeld ist sehr breit und leicht gewölbt. Es ist aber keine Plattform am Augensockel feststellbar. Zum Außenrandsaum hin fällt das Wangenfeld leicht ab. Die Randsaumfurchung bildet eine seichte, breite Vertiefung. Der Außenrandsaum wie auch der Hinterrandsaum sind flach und breit. Der Wangenstachel ist schlank und lang, etwa nochmal die Länge der Freiwanne.

Das Pygidium ist annähernd halbelliptisch im Umriss, wobei bei kleinwüchsigen Pygidia der Außenriss merklich flacher ist. Die lange, schlanke, stark gewölbte Rhachis weist leicht konvexe Dorsalfurchen auf, wodurch sie einen tendenziell ogivalen Umriss annimmt. Die ersten vier Rhachisringe sind deutlich ausgebildet, median sind sie leicht nach hinten ausgebuchtet. Im hinteren Drittel der Rhachis finden sich zwei weitere Rhachisringe leicht angedeutet, die bei kleinwüchsigen Pygidia noch relativ deutlich ausgebildet sein können. Das breite Pleurfeld ist schwach gewölbt und fällt zum Hinterrandsaum leicht ab. Auf ihm finden sich vier, leicht nach hinten geneigte, vollentwickelte Pleuren. Die Pleurfurchen sind schmal, tiefeingeschnitten und biegen nach außen hin nach rückwärts um. Die Pleuralvorderbänder, die axial schmaler sind als die Hinterbänder, verbreitern sich entsprechend abaxial, während die Hinterbänder schmaler werden. Die Interpleurfurchen sind schmal, seicht und laufen annähernd geradlinig. Die Pleuren enden am Hinterrandsaum, die Furchen können jedoch als Schatten leicht bis in den Hinterrandsaum hineingreifen. Der Hinterrandsaum ist flach und mit einer seichten Furche vom Pleurfeld abgesetzt. Er beginnt erst schmal, verbreitert sich aber deutlich nach hinten. Das Pygidium ist mit einer sehr feinen Körnelung versehen.

Diskussion: Das neue Taxon gehört in die nahe Verwandtschaft von *K. bickenensis* G. ALBERTI, 1967. Von diesem ist

amicalis jedoch leicht durch das breitere Präglabellafeld, die flache Glabella, die seichteren Glabellafurchen, die längeren Palpebrallöben, die fehlenden Plattformen auf den Freiwanen, die leicht ogivale Rhachis sowie die abweichende Skulpturierung zu unterscheiden. Der ebenfalls *bickenensis* nahestehende *K. sp. W.*, den BASSE (1997) aus dem Ense-Kalk des Kellerwaldes beschreibt, unterscheidet sich wiederum durch weniger ausladende und weniger geschwungene Vorderäste der Facialsutur, entsprechend auch einen schmalen (tr.) Vorderrand des Craniums, sowie stärker ausgeprägte Glabellafurchen und Granulation wie auch eine konische Rhachis.

K. bickenensis wurde von G. ALBERTI (1967) anhand eines historischen Fundes aus Bicken aufgestellt, als *Stratum typicum* gibt er Günterod-Kalk an. Aus Ballersbach liegt *bickenensis* als aff.-Bestimmung aus der Übergangsfazies vor. Wie bereits erörtert, besteht der dringende Verdacht, dass die historischen Funde aus dem vermeintlichen Günterod-Kalk von Bicken zumindest teilweise eigentlich der Übergangsfazies entstammen. Der Umstand, dass *bickenensis* im Günterod-Kalk in Ballersbach bislang nicht nachweisbar ist, bestärkt diese Annahme. *Bickenensis* wäre demnach stratigraphisch älter als *amicalis*, trotz der zum Teil deutlichen Unterschiede legen die geographischen wie auch stratigraphischen Umstände eine Ableitung von *amicalis* aus *bickenensis* nahe. Es ist ausgesprochen wahrscheinlich, dass es sich beim von G. ALBERTI (1978) aus den Bänken 5–6 genannten *K. bickenensis* eigentlich um *amicalis* handelt.

Die Zusammengehörigkeit der Panzerteile ergibt sich neben dem gemeinsamen Vorkommen aus der morphologischen Nähe zu *K. bickenensis*. Zur Wahl des Holotypus sei angemerkt, dass zwar von den Pygidia mehr und besseres Material vorliegt, die Auswahl eines Craniums jedoch deswegen sinnvoll ist, da das zweite aus dem Günterod-Kalk von Ballersbach beschriebene Taxon *K. cervisiaemontis* n. sp. ebenfalls auf dem Cranium basiert.

Es sei darauf hingewiesen, dass sich in derselben Probe wie *K. cervisiaemontis* n. sp. in Ballersbach weitere Panzerreste von *Koneprusites* gefunden haben, die auf den ersten Blick *amicalis* ähnlich sind, sich aber durch einen merklichen flachbogigeren Vorderrandsaum, ein schmaleres Präglabellafeld (sag.), weiter vorne divergierende Vorderäste der Facialsutur wie auch durch eine länglichere Glabella unterscheiden. Ein Pygidiumfragment zeigt zudem einen stärker subtrapezoiden Außenriss und einen schmalen Randsaum. Zwar ist die Materialmenge von *amicalis* aus dem *Stratum typicum* relativ gering, es ist an diesem Material jedoch keine besondere Variationsfreudigkeit ersichtlich, so dass angesichts der Größe der Unterschiede davon auszugehen ist, dass im basalen Günterod-Kalk in Ballersbach noch ein drittes Taxon auftritt. Die besagten Funde werden darum hierin als *Koneprusites* sp. A bezeichnet, eine Darstellung des Taxons wird jedoch angesichts der noch unzureichenden Kenntnisse vorerst zurückgestellt.

Vorkommen: Bislang nur aus dem *Stratum typicum* sowie Bank 15 des Locus typicus.

***Koneprusites cervisiaemontis* n. sp.**

Abb. 11, Taf. 3 Fig. 14-16

Derivatio nominis: Genitivierung der Wortneuschöpfung *cervisiae mons* (lat.) = Bierberg. Anspielung auf den Flurnamen „Am Bierberg“ in der Nachbarschaft von „In der Bomm“.

Holotypus: Das Cranium auf Taf. 3 Fig. 14 (HLNUG).

Locus typicus: Stbr. „In der Bomm I“.

Stratum typicum: Lesestein des basalen Günterod-Kalks, vermutlich Bank 15.

Material: Neben dem Holotypus zwei fragmentarische Pygidia aus derselben Probe, ein fragmentarisches Cranium aus einer Probe des Günterod-Kalks mit *Nowakia* (*Maurelina*) *procera* (MAURER, 1880) aus dem Stbr. Benner, Bicken, alle HLNUG.

Diagnose: Vorderrand des Craniums deutlich gebogen, leicht spitz zulaufend. Vorderrandsaum gepolstert, mit zwei bis drei deutlichen Stufenleisten besetzt, die nicht alle durchgehend sind. Präglabellafeld breit. Glabella länglich und flach, kaum eingeschnürt, ungekielt. Occipitalring mäßig breit. Vorderast der Facialsutur lang, konvex, stark geschwungen und deutlich ausladend. Palpebrallöben mäßig lang, stark ausladend. Pygidium im Umriss rundlich subtrapezoid, Außenränder stark konvergierend. Rhachis lang und konisch, mit mindestens sechs Rhachisringen. Sechs Pleuren auf dem nur mäßig breiten Pleuralfeld, erste Pleure auffallend schmal, Interpleuralfurchen sehr seicht. Cranium und Pygidium glatt.

Beschreibung: Der Vorderrand des Craniums ist stark geschwungen und leicht spitzbogig. Der mäßig breite Randsaum ist gepolstert und mit zwei bis drei deutlichen Stufenleisten besetzt, die nicht alle durchgehend sind und einen unregelmäßigen Verlauf zeigen. Der Vorderrandsaum ist durch eine seichte, aber klare Furche vom Präglabellafeld abgesetzt. Das Präglabellafeld ist breit (sag.) und steigt in einem leichten Bogen zur Glabella hin an. Die Glabella ist länglich, suboval mit einer nur angedeuteten Einschnürung in der vorderen Hälfte. Die Dorsalfurchen konvergieren nach vorne hin leicht, ehe der Frontallobus mit einem flachen Bogen abschließt. Hinter der Einschnürung buchtet die Glabella nur sehr leicht aus. Die Glabella ist flach und ungekielt. S1 ist etwas eingetieft, S2, S3 und die runden Feldchen sind sehr seicht. Der Occipitalring ist nur mäßig breit und flach. Aufgrund der beschädigten Schalenoberfläche ist ein Medianknötchen nicht nachweisbar, es ist aber angesichts seiner Verbreitung bei *Koneprusites* naheliegend, dass eins vorhanden war. Der Vorderast der Facialsutur ist lang, läßt erst mit etwas Verzögerung vor γ aus, ist dann aber stark geschwungen und divergiert deutlich. Die Palpebrallöben sind nur mäßig lang, aber relativ stark ausladend. In der Seitenansicht ist der Vorderrandsaum etwas aufgewölbt und fällt zum Präglabellafeld ab. Das Präglabellafeld steigt in

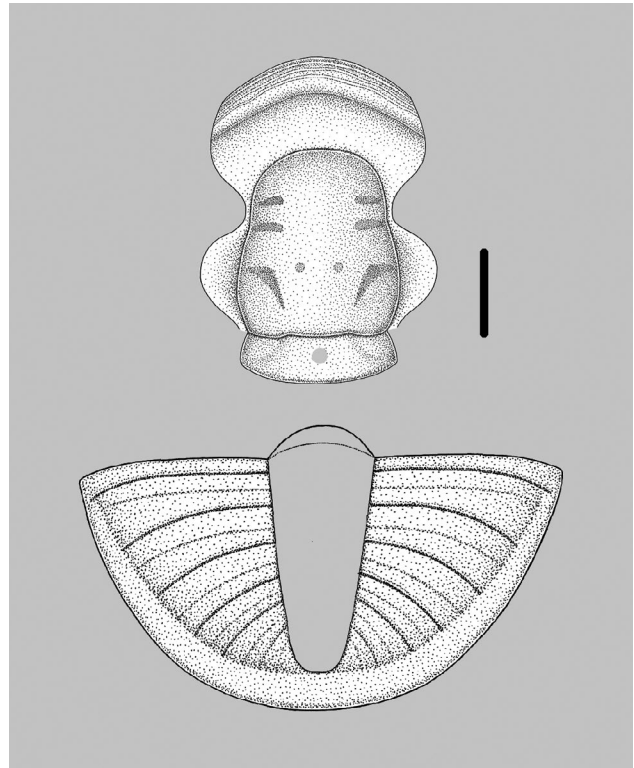


Abb. 11: *Koneprusites cervisiaemontis* n. sp. Basaler Günterod-Kalk, Unter-Eifelium/Mitteldevon, Ballersbach. Rekonstruktionszeichnung des Craniums sowie des Pygidiums. Grau hinterlegter Bereich auf dem Occipitalring die Stelle anzeigend, an der ein Medianknötchen gelegen haben könnte. Verlauf der Hinteräste der Facialsutur wie auch der genaue Aufbau der Rhachis unbekannt. Proportionen auf den vorliegenden Funden basierend, beim lebenden Tier das Pygidium im Vergleich zum Cranium sicherlich kleiner. Maßstab 1 mm.

einem leichten Schwung zur Glabella auf, die sich deutlich aus ihm herauswölbt, im Anschluss aber annähernd flach verläuft. Der ebenfalls annähernd flache Occipitalring ist durch die Einkerbung der schmalen Occipitalfurchen von der Glabella getrennt. Das Cranium ist vollkommen glatt.

Das Pygidium ist nur durch Fragmente bekannt, diese zeigen jedoch einen rundlich subtrapezoiden Umriss, mit relativ stark konvergierenden Seitenrändern. Die nur teilweise erhaltene Rhachis ist lang und konisch, mindestens sechs Rhachisringe lassen sich nachweisen. Das Pleuralfeld ist nur mäßig breit und nur sehr schwach gewölbt. Es fällt leicht zum Hinterrandsaum ab und trägt sechs vollentwickelte Pleuren, die leicht nach hinten gerichtet sind. Die Pleuralfurchen sind sehr schmal und nur mäßig tief, sie biegen nach außen hin etwas nach hinten um. Die Interpleuralfurchen sind schmal und sehr seicht. Sie verlaufen annähernd geradlinig. Das Pleuralvorderband ist anfangs schmal und öffnet sich abxial zum Randsaum hin, das Pleuralhinterband ist entsprechend erst breit, sich nach außen hin zusehends schließend. Die vorderste Pleure ist auffallend schmal. Der Hinterrandsaum ist flach und

durch eine sehr seichte Furche vom Pleuralfeld abgesetzt. Er ist leicht konvex und verbreitert sich zusehends nach hinten. Das Pygidium ist vollkommen glatt.

Diskussion: Das neue Taxon steht morphologisch insbesondere *K. moestus* (BARRANDE, 1852) aus dem *Acanthopyge*-Kalk Böhmens nahe. Auch unter Berücksichtigung der bei ŠNAJDR (1980) beschriebenen morphologischen Variabilität zeichnet sich *cervisiaemontis* durch weniger stark divergierende, dafür aber stärker geschwungene Vorderäste der Facialsutur und entsprechend ein etwas schmaleres (tr.) Präglabellafeld aus. Die Palpebrallappen sind etwas kürzer. Die Glabella buchtet hinter der Einschnürung etwas weniger aus. Das Pygidium trägt sechs Pleuren, die Außenränder konvergieren stärker, das Pleuralfeld ist merklich schlanker. Auch scheint der Randsaum etwas breiter zu sein. ŠNAJDR (1980) weist darauf hin, dass *moestus* in Einzelfällen eine erhöhte Pleurenzahl aufweisen kann, setzt das aber mit Anomalien in der ontogenetischen Entwicklung in Zusammenhang. Im Gegensatz zu *moestus* ist die Schalenoberfläche bei *cervisiaemontis* skulpturlos.

Relativ große Ähnlichkeit weist auch *K. moestiformis* ŠNAJDR, 1980 aus dem böhmischen Choteč-Kalk auf. Bei *moestiformis* ist im Unterschied zu *cervisiaemontis* der Vorderandsaum etwas zugespitzt, offensichtlich flacher und trägt weniger Stufenleisten. Der Vorderast der Facialsutur ist weniger stark geschwungen, das Präglabellafeld etwas breiter (sag.). Das Pygidium ist weiterhin flachbogiger vom Außenumriss her, trägt weniger Pleuren, das vorderste Pleurenpaar ist deutlich breiter (sag.). Die Pleural- und Interpleuralfurchen sind stärker entwickelt. Der Panzer ist ebenfalls im Gegensatz zu

cervisiaemontis gekörntelt.

Andere Taxa der Gattung *Koneprusites* unterscheiden sich noch deutlich stärker. Eine gewisse Ähnlichkeit in Bezug auf die Pygidia kann noch *K. africanus* G. ALBERTI, 1970 aufweisen. Aus G. ALBERTI (1970) ist aber ersichtlich, dass jenes Taxon eine sehr große morphologische Variabilität aufweist. Selbst sich morphologisch annähernde Pygidia sind durch den länglichen Umriss, die geringere Pleurenzahl, deutlicher entwickelte Pleural- und Interpleuralfurchen sowie durch die Skulpturierung differenzierbar.

Die Zusammengehörigkeit der Panzerteile ergibt sich aus der morphologischen Nähe zu *K. moestus*. Bestärkt wird dies zudem durch das gemeinsame Vorkommen in der gleichen Probe.

Vorkommen: Bislang nur im basalen Günterod-Kalk des Locus typicus sowie des Steinbruchs Benner in Bicken nachgewiesen.

Danksagung: Herr Prof. Dr. C. Brauckmann/TU Clausthal hat das Manuskript einer kritischen Durchsicht unterzogen. Weiterhin war Herr S. Morrison/University of Oregon bei der Beschaffung von Literatur behilflich. Zahlreiche Mitglieder der Gemeinde Ballersbach, insbesondere des Arbeitskreises Heimatgeschichte, unterstützten zudem tatkräftig die Geländearbeiten. Das Abstract wurde von Herrn B. Bognar/Friedberg durchgesehen. Den genannten Personen sei für ihre Unterstützung herzlich gedankt.

6 Schriftenverzeichnis

- ALBERTI, G.K.B. (1967): Neue obersilurische sowie unter- und mitteldevonische Trilobiten aus Marokko, Deutschland und einigen anderen europäischen Gebieten. 1. – Senck. leth., **48** (5): 463-479, 1 Taf.; Frankfurt/Main.
- ALBERTI, G.K.B. (1969): Trilobiten des jüngeren Siluriums sowie des Unter- und Mitteldevons. I. Mit Beiträgen zur Silur-Devon-Stratigraphie einiger Gebiete Marokkos und Oberfrankens. – Abh. senckenberg. naturforsch. Ges., **520**: 1-692, 55 Abb., 8 Tab., 52 Taf.; Frankfurt/M.
- ALBERTI, G.K.B. (1970): Trilobiten des jüngeren Siluriums sowie des Unter- und Mitteldevons. II. – Abh. senckenberg. naturforsch. Ges., **525**: 1-233, 20 Abb., 4 Tab., 20 Taf.; Frankfurt/Main.
- ALBERTI, G.K.B. (1971): *Cornuproetus* (*Sculptoproetus*) *haasi* n. sp. (Trilobita, Proetidae) aus dem Devon des Rheinischen Schiefergebirges. – Senck. leth., **52** (4): 371-377, 1 Taf.; Frankfurt/Main.
- ALBERTI, G.K.B. (1978): Tentaculiten (Dacryoconarida) und Trilobiten aus den Wissenbacher Schiefer und aus dem Ballersbacher Kalk (Devon, Rheinisches Schiefergebirge). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1978** (5): 257-266, 2 Abb.; Stuttgart.
- ALBERTI, G.K.B. (1981a): Trilobiten des jüngeren Siluriums sowie des Unter- und Mittel-Devons. III. Mit Beiträgen zur Devon-Biostratigraphie (insbesondere nach Nowakiidae) in N-Afrika, Sardinien, Oberfranken und im Harz. – Senck. leth., **62** (1): 1-75, 10 Abb., 8 Taf.; Frankfurt/Main.
- ALBERTI, G.K.B. (1981b): Beziehungen zwischen „herzynischen“ Trilobiten-Faunen aus NW-Marokko und Deutschland (Unter- und Mittel-Devon). – Natur und Museum, **111** (11): 362-369, 4 Abb.; Frankfurt/Main.
- ALBERTI, G.K.B. (1982): Der Hamar Laghdad (Tafilalt, SE-Marokko), eine bedeutende Fundstätte devonischer Trilobiten. – Natur und Museum, **112** (6): 172-182, 9 Abb.; Frankfurt/Main.
- ALBERTI, G.K.B. (1983): Trilobiten des jüngeren Siluriums sowie des Unter- und Mittel-Devons. IV. – Senck. leth., **64** (1): 1-87, 10 Abb., 9 Taf.; Frankfurt/Main.
- ALBERTI, G.K.B. (1987): Zur Unter-/Mitteldevon-Grenze nach Dacryoconarida. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **92**: 177-183, 2 Taf.; Frankfurt/Main.
- ALBERTI, G.K.B. (1993): Dacryoconaride und homocentenide Tentaculiten des Unter- und Mittel-Devons. Teil I. – Courier Forsch.-Inst. Senckenberg, **158**: 1-229, 50 Abb., 2 Tab., 46 Taf.; Frankfurt/Main.

- ALBERTI, H. (1963): Herzynisches Devon im Gebiet des Gr. Knollen (SW-Harz). Mit besonderer Berücksichtigung der Trilobiten. – Diss., 103 S., 10 Abb.; Marburg/Lahn (Druck G. Nolte).
- ALBERTI, H. (1968): Trilobiten (Proetidae, Otariionidae, Phacopidae) aus dem Devon des Harzes und des Rheinischen Schiefergebirges (Beitrag I). – Beih. Geol. Jb., **73**: 1-147, 31 Abb., 8 Tab., 25 Taf.; Hannover.
- ALBERTI, H. (1969): Trilobiten (Harpidae und Odontopleuridae) aus dem Devon des Harzes und des Rheinischen Schiefergebirges (Beitrag II). – Geol. Jb., **87**: 361-382, 5 Abb., 2 Taf.; Hannover.
- BASSE, M. (1997): Trilobiten aus mittlerem Devon des Rhenohercynikums: II. Proetida (2), Ptychopariida, Phacopida (1). – Palaeontographica Abt. A, **246** (3-6): 53-142, 6 Abb., 2 Tab., 15 Taf.; Stuttgart.
- BASSE, M. (2009): Proetoidea HAWLE & CORDA, 1847 und andere Trilobita aus unterdevonischen Herzynkalken (Zlichovium, Dalejum) der westlichen Harzgeröder Faltenzone (südwestlicher Harz, Rhenohercynikum): Allgemeiner Teil und Proetinae HAWLE & CORDA, 1847. – Freiburger Forschungshefte, C **532**: 1-55, 1 Abb., 6 Taf.; Freiberg.
- BASSE, M. (2010): Proetoidea HAWLE & CORDA, 1847 und andere Trilobita aus unterdevonischen Herzynkalken (Zlichovium, Dalejum) der westlichen Harzgeröder Faltenzone (südwestlicher Harz, Rhenohercynikum): Cornuproetinae RICHTER, RICHTER & STRUVE in MOORE, 1959 und Eremiproetinae ALBERTI 1967b (1). – Freiburger Forschungshefte, C **536**: 1-67, 10 Taf.; Freiberg.
- BASSE, M. (2011): Proetoidea HAWLE & CORDA, 1847 und andere Trilobita aus unterdevonischen Herzynkalken (Zlichovium, Dalejum) der westlichen Harzgeröder Faltenzone (südwestlicher Harz, Rhenohercynikum): Eremiproetinae (2), Tropidocoryphinae, ?Eodrevermanniinae und Scharyiinae. – Freiburger Forschungshefte, C **539**: 1-58, 1 Tab., 7 Taf.; Freiberg.
- BASSE, M. & HEIDELBERGER, D. (2002): Devonische Gastropoda und Trilobita aus der Lahn-Mulde (Rheinisches Schiefergebirge). – Jb. nass. Ver. Naturkde., **123**: 67-103, 3 Abb., 8 Taf.; Wiesbaden.
- BASSE, M. & MÜLLER, P. (2016): Trilobiten aus dem Ober-Emsium und frühen Eifelium der südlichen Lahnmulde (Rupbach-Schiefer, Leun-Schiefer und Ballersbach-Kalk). – Abh. senckenberg. naturforsch. Ges., **572**: 1-329, Abb. 1-7, Tab. 1-9, Taf. 1-33; Frankfurt/Main.
- BASSE, M. & MÜLLER, P. (2017): Revision einiger Trilobiten aus dem Devon des Lahn-Dill-Gebiets (Grenzbereich Emsium/Eifelium, Rhenohercynikum). – Mainzer geowiss. Mitt., **45**: 203-242, 7 Abb., 15 Tab.; Mainz.
- BASSE, M. & MÜLLER, P. (2018): *Phaetonellus* aus dem Devon des Rhenohercynikums (Trilobita, Emsium und Eifelium, rechtsrheinisches Schiefergebirge). – Dortmunder Beitr. zur Landeskd., **48**: 97-183, 20 Abb., 1 Tab., 5 Taf.; Dortmund.
- BASSE, M., MÜLLER, P. & AHRENS, M. (2018): Die Trilobitengattung *Macroblepharum* im Devon von Deutschland. – Fossilien, **6** (2017): 20-27, 6 Abb.; Wiebelsheim.
- BENDER, P. (1997) mit einem Beitr. von HERBIG, H. G.: Paläozoikum der Hörre. – In: BENDER, P., LIPPERT, H.-J. & NESBOR, H.-D.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1: 25 000, Bl. 5216 Oberscheld. 2. Aufl.: 111–156, Abb. 7a, b, Tab. 11–15; Wiesbaden (Hess. L.-Amt Bodenforsch.).
- BENDER, P. (2000): Anmerkungen zur Devon-Korrelationstabelle, R049di00–R057di00: Lahn- und Dill-Mulde (Rheinisches Schiefergebirge). – Senck. leth., **80** (2): 733-740, 1 Abb.; Frankfurt/Main.
- BENDER, P., LIPPERT, H.-J. & NESBOR, H.-D. (1997): Erl. GK 25 Hessen, Bl. 5216 Oberscheld, 2. Aufl.: 421 S., 41 Abb., 28 Tab., 2 Beibl.; Wiesbaden.
- BOUCOT, A. J. (1981): Principles of marine benthic Paleocology. – 480 S., 331 Abb.; New York, London, Toronto, Sydney, San Francisco (Academic Press).
- CHATTERTON, B.D.E., FORTEY, R., BRETT, K., GIBB, S. & MCKELLAR, R. (2006): Trilobites from the upper Lower to Middle Devonian Timrhannhart Formation, Jbel Gara el Zguilma, southern Morocco. – Palaeontographica Canadiana, **25**: 1-177, 1 Abb., 1 Tab., 54 Taf.; Calgary.
- CHLUPÁČ, I. (1983): Trilobite assemblages in the Devonian of the Barrandian area and their relations to palaeoenvironments. – Geologica et Palaeontologica, **17**: 45-73, 5 Abb., 5 Tab., 3 Taf.; Marburg.
- DIETRICH, H. (1981): Geologische Kartierung im Paläozoikum der SE' Dillmulde unter besonderer Berücksichtigung einiger ausgewählter Detailprofile des Ballersbacher und Günteröder Kalkes (Rheinisches Schiefergebirge). – 110 S., 19 Abb., 5 Tab., 14 Taf., 8 Beil.; Hamburg. – Diplomarbeit Univ. Hamburg. – [unveröff.]
- DIETRICH, H. (1982): Das Devon-Profil vom locus typicus des Ballersbacher Kalkes (Dillmulde, Rheinisches Schiefergebirge). – Geol. Jb. Hessen, **110**: 27-35, 2 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- DIETRICH, H. (1985): Zur Mikrofazies karbonatischer Schelfablagerungen im Bereich der Unter-/Mittel-Devon-Grenze (Rheinisches Schiefergebirge). – Diss., Universität Hamburg, 84 S., 18 Abb., 3 Tab. (Mskr.); Hamburg.
- Eckelmann, K., Nesbor, H.-D., Königshof, P., Linnemann, U., Hofmann, M., Lange, J.-M. & SAGAWA, A. (2014): Plate interactions of Laurussia and Gondwana during the formation of Pangaea – Constraints from U-Pb LA-SF-ICP-MS detrital zircon ages of Devonian and Early Carboniferous siliciclastics of the Rhenohercynian zone, Central European Variscides. – Gondwana Research, **25**: 1484-1500, 8 Abb., 2+19 Tab.; Amsterdam.
- ERBEN, H. K. (1951): Beitrag zur Gliederung der Gattung *Proetus* STEIN. 1831 (Trilobitae). – N. Jb. Geol. Paläont., Abh. **94** (1): 5-48, 12 Abb., 3 Taf.; Stuttgart.
- ERBEN, H. K. (1952): Trilobiten aus dem Älteren Hercyn (Unterdevon) des Unterharzes. – N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh., **94** (2/3): 150-362, 64 Abb., 5 Tab., 4 Beil., 8 Taf.; Stuttgart.
- FLICK, H. (2021): Geologische Karte von Hessen 1:25 000 (GK25), Bl. 5316 Ballersbach, 2. überarb. Aufl.; Wiesbaden (Hess. L.-Amt Naturschutz, Umwelt u. Geol.).
- FLICK, H. & FLICK, U. (2017): Der Boden unter unseren Füßen – ein erdgeschichtlicher Gang durch die Gemarkung Ballersbach. – Ballersbacher Blätter, **2017**: 3-22, 22 Abb.; Ballersbach.
- FLICK, H. & NESBOR, H.-D. (2021): Lahn-Dill-Gebiet. – In: HLNUG (Hrsg.): Geologie von Hessen: 49-77, 14 Abb., 1 Tab.; Stuttgart (Schweizerbart).
- FLICK, U. (2018): Die Trilobiten-Fauna im Greifenstein-Kalk der Typlokalität (Grenzbereich Emsium/Eifelium) – ein Zwischenbericht. – Jb. nass. Ver. Naturkde., **139**: 133-161, 6 Abb., 2 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
- GIBB, S. & CHATTERTON, B.D.E. (2007): *Timsaloproetus* new genus (Proetida: Trilobita) and included species from Lower and Middle Devonian strata of southern Morocco. – J. Paleont., **81** (2): 352-367, 9 Abb., 1 Tab.; Tulsa/Oklahoma.
- HERRMANN, F. (1914): Das hercynische Unterdevon bei Marburg a. d. L. – Jb. preuß. geol. Landesanst. f. 1912, **33** (1): 305-395, 5 Taf.; Berlin.
- HUCKRIEDE, H., WEMMER, W. & AHRENDT, H. (2004): Palaeogeography and tectonic structure of allochthonous units in the German part of the Rhenohercynian Belt (Central European Variscides). – Int. J. Earth Sci., **93**: 414-431; Stuttgart.

- HÜNEKE, H. (2006): Palaeogeography and tectonic structure of allochthonous units in the German part of the Rhenohercynian Belt: revision and comment. – *Int. J. Earth Sci.*, **95**: 168–172; Stuttgart.
- KAYSER, E. & HOLZAPFEL, E. (1894): Über die stratigraphischen Beziehungen der böhmischen Stufen F, G, H. Barrande's zum rheinischen Devon. – *Jb. kgl. preuß. geol. Reichsanst. für das Jahr 1893*, **45**: 287–306, 3 Abb.; Berlin.
- MENDE, K., LINNEMANN, U., NESBOR, H.-D., MILITZER, A., JANSEN, U., KÖNIGSHOF, P., BAHLBURG, H., HOFMANN, M., GERDES, A., BERNDT, J. & NAWRAT, J. (2018): Provenance of exotic Ordovician and Devonian sedimentary rock units from the Rhenish Massif (Central European Variscides, Germany). – *Tectonophysics*, **755**: 127–159, 13 Abb., 11 Taf.; Amsterdam.
- NESBOR, H.-D. (2021): Geotektonisch-paläogeographische Entwicklung Mitteleuropas im Paläozoikum. – In: HLNUG (Hrsg.): *Geologie von Hessen*: 17–33, 7 Abb.; Stuttgart (Schweizerbart).
- NOVÁK, O. (1890): Vergleichende Studien an einigen Trilobiten aus dem Hercyn von Bicken, Wildungen, Greifenstein und Böhmen. – *Palaeont. Abh., N.F.*, **1** (3): 1–46, 8 Abb., 5 Taf.; Jena.
- RIETSCHER, S. (1964): *Aulacopleurina* (Trilobita) aus der südlichen Lahnmulde (Rheinisches Schiefergebirge). – *Senck. leth.*, **45** (1–4): 135–149, 2 Taf., 3 Abb.; Frankfurt/Main.
- SCHMIDT, H. (1958): Neubeschreibung von *Aulacopleurina peltata* (NOVÁK) (Trilobita). – *Senck. leth.*, **39** (3/4): 157–163, 1 Taf.; Frankfurt/Main.
- ŠNAJDR, M. (1980): Bohemian Silurian and Devonian Proetidae (Trilobita). – *Rozpr. Ústř. Úst. Geol.*, **26**: 1–263, 61 Abb., 36 Taf.; Prag.
- WEDDIGE, K. (1996): Devon-Korrelationstabelle. – *Senck. leth.*, **76** (1/2): 267–286, 7 Abb., 43 Tab.-Spalten; Frankfurt/Main.
- WILSON, J.L. (1975): Carbonate Facies in geologic history. – 471 S., 183 Abb., 30 Taf.; Berlin, Heidelberg, New York (Springer).
- ZIEGLER, W. (1971): Post-symposium excursion, Sept. 15–18, 1971, to Rhenish Slate Mountains and Harz Mountains. A field trip guide book. – Symposium on Conodont taxonomy, Marburg/Lahn, September 4 to 18, 1971, Dept. Geo-sci., Univ. Marburg, 1–47, 25 Abb.; Marburg.

ULRICH FLICK¹

***Belenopyge bellerophon* n. sp. und *Perunaspis?* sp. (Trilobita) aus dem Greifenstein-Kalk der Typlokalität (Grenzbereich Emsium/Eifelium, Unter-/Mitteldevon)**

Zusammenfassung

Die Trilobiten-Fauna des Greifenstein-Kalks der Typlokalität (Greifenstein bei Herborn, Lahn-Dill-Gebiet, Grenzbereich Emsium/Eifelium, Unter-/Mitteldevon) zeigt eine ungewöhnlich hohe Diversität. Als weiterer Beitrag zu der mit U. FLICK (1999) begonnenen systematischen Auseinandersetzung mit

dieser Fauna werden die neuen Taxa *Belenopyge bellerophon* n. sp. sowie *Perunaspis?* sp. vorgestellt. Weiterhin werden die Vertreter der Gattung *Acanthopyge* HAWLE & CORDA, 1847 kurz besprochen.

Abstract

The trilobite fauna from the Greifenstein Limestone of the type locality at Greifenstein near Herborn, Lahn-Dill-area (Rheinisches Schiefergebirge, boundary Emsian/Eifelian, Lower/Middle Devonian) shows an extraordinary diversity. In continuation of the systematic examination of this fauna

which was started with U. FLICK (1999) the new taxa *Belenopyge bellerophon* n. sp. and *Perunaspis?* sp. are presented in this paper. In addition, the representatives of the genus *Acanthopyge* HAWLE & CORDA, 1847 are briefly discussed.

Inhalt

1 Einleitung	36
2 Zu Fundort und Fundschichten	36
3 Systematischer Teil	37
4 Zu <i>Acanthopyge</i> HAWLE & CORDA, 1847 im Greifenstein-Kalk der Typlokalität	43
5 Schriftenverzeichnis	45

¹ Dr. Ulrich Flick, Carl-Orff-Ring 5, D-87616 Marktoberdorf, uflick@gmx.de

1 Einleitung

Das Typvorkommen des Greifenstein-Kalks aus dem Grenzbereich Emsium/Eifelium (Unter-/Mitteldevon) von Greifenstein bei Herborn stellt eine klassische Fossilfundstelle dar und hat u.a. eine außerordentlich reiche Trilobitenfauna geliefert. Erste Auseinandersetzungen hiermit erfolgten bereits im 19. Jahrhundert durch MAURER (1881), NOVÁK (1890) sowie KAYSER & HOLZAPFEL (1894). Eine Bearbeitung der Trilobitenfauna fand weiterhin, aufbauend auf mehrfachen Schurfarbeiten, im 20. Jahrhundert v.a. im Rahmen der Dissertationen RUNZHEIMER (o. J., unveröffentlicht, Teilveröffentlichung 1931) am Forschungsinstitut Senckenberg in Frankfurt/Main sowie KIM (1993, veröffentlicht 1997) an der Universität Bonn statt. In den 1990er Jahren hat Verfasser mit dem Versuch einer systematischen Erfassung der Trilobitenfauna begonnen, wobei sich die Fauna als ungewöhnlich reichhaltig mit starken Affinitäten zu gleichaltrigen Faunen des Tepla-Barrandiums, allen voran denen des Suchomasty- sowie des *Acanthopyge*-Kalks, heraus-

stellte. Nach einer ersten Publikation der Ergebnisse (U. FLICK 1999) wurden die Untersuchungen sukzessive fortgeführt. Der aktuelle Stand wurde vor kurzem in einem Zwischenbericht zusammengefasst (U. FLICK 2018).

Mit der Beschreibung des neuen Taxons *Belenopyge belle-rophon* n. sp. sowie eines Fundes von *Perunaspis?* sp. werden hiermit weitere Ergebnisse der fortgeführten Untersuchungen vorgelegt. Darüber hinaus werden die Taxa der Gattung *Acanthopyge* HAWLE & CORDA, 1847 aus dem Greifenstein-Kalk der Typlokalität kurz kommentiert.

Das Belegmaterial zu dieser Arbeit entstammt den Sammlungen des Geologisch-Paläontologischen Instituts der Universität Bonn (GPIBo) und des Forschungsinstituts Senckenberg/Frankfurt am Main (SMF). Material aus der Sammlung Verfassers wird, soweit nicht anders vermerkt, in der Sammlung des Hessischen Landesamts für Naturschutz, Umwelt und Geologie (HLNUG) in Wiesbaden hinterlegt.

2 Zu Fundort und Fundschichten

Beim Vorkommen in der Wiege bei Greifenstein bei Herborn (Lahn-Dill-Kreis) handelt es sich um eine eingeschuppte Karbonatlinse in der Ulmbach-Formation der Hörre-Decke (s. NESBOR 2021, FLICK & NESBOR 2021). Sie stellt die Typlokalität des Greifenstein-Kalks dar und wurde 1900 durch die Preußische Geologische Landesanstalt erstmals systematisch aufgeschürft. Im Laufe des 20. Jahrhundert wurden die Schürfe wiederholt aufgewältigt und im Nachhinein als Naturdenkmal ausgewiesen, sind aber mittlerweile verfallen. Näheres hierzu siehe auch bei U. FLICK (1999).

Das Vorkommen wird als Teil der allochthonen Steinhorn-Decke betrachtet (s. Neuauflage Blatt Herborn, H. FLICK 2012), für die Provenienz-Analysen der klastischen Sedimente eine Herkunft aus dem Armorikanischen Terran-Ensemble nachweisen (vgl. ECKELMANN et al. 2014, NESBOR 2021). Die Trilobitenfauna legt hierbei eine Herkunft im geographischen Umfeld des Tepla-Barrandiums nahe (s. U. FLICK 2018).

Der Greifenstein-Kalk ist sehr heterogen und als Crinoidenschutt- sowie als Schlammkalk ausgebildet. Das Farbspektrum reicht von grau und fleischfarben bis tief weinrot. Durch DIETRICH (1985) liegen Untersuchungen zur Karbonatfazies vor. Nach Dacryoconariden ist der stratigraphische Bereich von der *richteri*-Zone bis zur *procera*-Subzone nachgewiesen (vgl. ALBERTI 1985), der Greifenstein-Kalk erstreckt sich somit vom Ober-Emsium (Unterdevon) bis zum Unter-Eifelium (Mitteldevon). Von den institutionell durchgeführten Aufsammlungen liegen nur noch für die Sammlung des Geologisch-Paläontologischen Instituts Bonn Informationen zur Horizontierung in Form der Aufzeichnungen von KIM vor. Diesen liegt das Profil von SIEHL (1962) zugrunde, das sich in etwa mit dem Profil von ALBERTI (1985) abgleichen lässt.

3 Systematischer Teil

Ordnung **Lichida** MOORE, 1959
 Familie **Lichidae** HAWLE & CORDA, 1847
 Unterfamilie **Trochurinae** PHLEGER, 1936

Belenopyge PEK & VANĚK, 1991

Typusart: *Lichas balliviani* KOZŁOWSKI, 1923.

Diagnose: THOMAS & HOLLOWAY (1988): 225.

Bemerkung: Durch ÖZDIKMEN (2009) wurde festgestellt, dass es sich bei der von PŘIBYL & ERBEN (1952) mit *Lichas branikensis* BARRANDE, 1872 aus dem böhmischen Devon als Typusart errichteten Gattung *Lobopyge* um ein jüngeres Homonym der Myriapoden-Gattung *Lobopyge* ATTEMPS, 1951 handelt. Da EBACH & AHYONG (2001) in ihrer kladistischen Analyse der Verteter von *Lobopyge* zu dem Schluss gekommen waren, dass die ursprünglich auf Basis von *Lichas balliviani* KOZŁOWSKI, 1923 aus dem bolivianischen Devon von PEK & VANĚK (1991) errichtete Gattung *Belenopyge* ein jüngeres subjektives Synonym von *Lobopyge* darstellt, empfiehlt ÖZDIKMEN, den Namen *Lobopyge* durch *Belenopyge* zu ersetzen. Diese Vorgehensweise hat sich seitdem etabliert und ihr wird auch in dieser Arbeit gefolgt. Allerdings trägt Verfasser diesbezüglich insofern Vorbehalte, als ein veränderter Wissensstand die taxonomische Abtrennung von *Lichas balliviani* erneut sinnvoll machen kann.

Belenopyge bellerophon n. sp.

Abb. 1–2, Taf. 1, Fig. 1–4

v • 1997 *Acanthopyge haueri greifensteinensis* n. ssp. – KIM, Trilobiten Greifensteiner Kalk: 189, Taf. 10, Fig. 9.

1998 *Lobopyge* sp. – BASSE, Trilobiten mittleres Devon Rhenohercynikum III: 68.

v • 1999 *Lobopyge* sp. – U. FLICK, Trilobiten Greifenstein: 41, Abb. 9E.

• 2004 *Lobopyge*? sp. G – BASSE in BASSE & MÜLLER, Eifel-Trilobiten III: 97–98, Taf. 37, Fig. 469.

2007 *Lobopyge*? sp. G – BASSE, MÜLLER & LEMKE, *Andegavia simplex*, *Sagittapeltis triangularis*: 83.

2016 *Belenopyge* sp. G – BASSE & MÜLLER, Trilobiten Emsium Eifelium Lahnmulde: 327.

v • 2018 *Belenopyge*? n. sp. O. – U. FLICK, Trilobiten-Fauna Greifenstein-Kalk: 139.

Derivatio nominis: Gr. Βελλεροφών, Held der griechischen Mythologie, Sohn des Poseidon. Unveränderliche Apposition.

Holotypus: Das Pygidium auf Taf. 1, Fig. 3 KIM 747 (GPIBo).

Locus typicus: Schurf in der Wiege bei Greifenstein (Lahn-Dill-Kreis), Bl. Herborn.

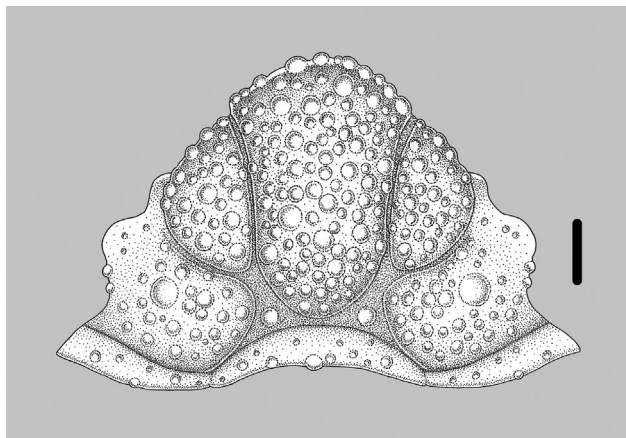


Abb. 1: *Belenopyge bellerophon* n. sp. Greifenstein-Kalk der Typlokalität, Grenzbereich Emsium/Eifelium, Unter-/Mitteldevon. Rekonstruktionszeichnung des Cranidiums. Maßstab 1 mm.

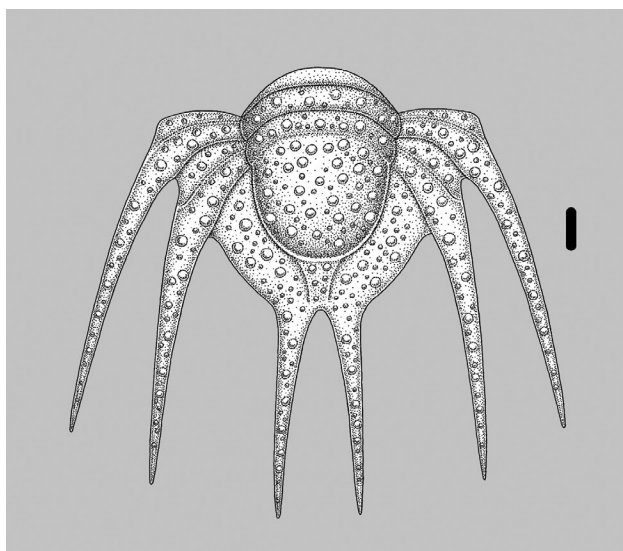


Abb. 2: *Belenopyge bellerophon* n. sp. Greifenstein-Kalk der Typlokalität, Grenzbereich Emsium/Eifelium, Unter-/Mitteldevon. Rekonstruktionszeichnung des Pygidiums. Länge der Randanhänge auf Basis der vorliegenden Funde geschätzt. Maßstab 1 mm.

Stratum typicum: Greifenstein-Kalk, Horizont bei 11,00 m im Profil nach SIEHL (1962). ALBERTI (1985) nennt aus diesem Bereich keine Dacryoconariden-Funde, gemäß der Zonenabfolge wohl *sulcata sulcata*-Zone der Dacryoconariden-Stratigraphie, Unter-Eifelium/Mitteldevon.

Material: Neben dem Holotypus das Pygidium KIM 748 (GPIBo) (Taf. 1 Fig. 4) sowie aus den Aufsammlungen Verfassers ein Cranidium (Taf. 1 Fig. 1) (HLNUG), ein Cranidiumfragment, ein Pygidium (Taf. 1 Fig. 2) und ein Pygidiumfragment (Slg. Verfasser).

Diagnose: Cranidium Umriss gerundet, subtriangular. Der Basallobus stark herausgewölbt, in der Lateralansicht subzirkular, sich deutlich über die Seitenloben erhebend. Längsfurchen tief und breit, nach vorne nur moderat divergierend, leicht gebogen. Frontallobus vordere Seitenloben nur mäßig stark umfassend. Vordere Seitenloben rundlich subtrigonal, in der Frontalansicht abaxial stark abfallend. Hinterer Seitenlobus rautenförmig, nur mäßig gebläht, durch die breite und tiefeingeschnittene mittlere Seitenfurchung vom vorderen Seitenlobus getrennt. Palpebralfurche seicht, Palpebrallobus rundlich, abaxial deutlich ansteigend. Präoccipitalfeld relativ schmal (sag.), abaxial auf beiden Seiten ein prominentes Präoccipitalknötchen. Occipitalring mäßig breit, abgeflacht. Basallobus sowie Seitenloben dicht mit Tuberkeln unterschiedlicher Größe besetzt, vereinzelt unregelmäßig große Tuberkeln eingemischt. Auf hinterem Seitenlobus unterhalb vom Palpebrallobus etwas zur Glabella hin positioniert jeweils ein prominenter Knoten, daneben auf der Innenseite weiterhin jeweils eine Ansammlung größerer Tuberkel.

Pygidium im Außenumriss ohne Randanhänge subtrigonal. Rhachis relativ kurz, subzylindrisch, rundlich. Pleuralfeld sehr schmal. Pleuralvorderbänder sehr stark reduziert, kaum merklich in die langen Randanhänge übergreifend. Gesamtes Pygidium mäßig dicht mit Knötchen unterschiedlicher Größe besetzt.

Beschreibung: Das Cranidium ist in der Aufsicht gerundet subtriangular. Der Vorderrandsaum ist schmal, flach und nach vorne geneigt. Abaxial verbreitert er sich merklich. In der Aufsicht wird er von der Glabella überragt, weiterhin ist er mit einzelnen Knoten besetzt. Die Glabella wird von dem breiten, stark gewölbten Basallobus dominiert, der deutlich von den Seitenloben abgesetzt ist. Die Längsfurchen sind breit und tiefeingeschnitten, nach vorne divergieren sie leicht, sind dabei aber nur schwach gebogen. Der Frontallobus verbreitert sich zum Vorderrandsaum nur mäßig, zu dem er in einem flachen Bogen abschließt, und fasst die vorderen Seitenloben leicht ein. Der Hinterlobus ist subtriangular und deutlich vom Präoccipitalfeld abgesetzt. Die vorderen Seitenloben sind nur mäßig groß, deutlich gebläht und in der Aufsicht gerundet subtriangular. Abaxial fallen sie steil ab. Sie werden durch die breite, tief eingeschnittene mittlere Seitenfurchung von den hinteren Seitenloben getrennt. Diese sind rautenförmig und nur mäßig aufgebläht, durch die sehr seichte Palpebralfurche sind sie vom Palpebrallobus getrennt, zum nur schwach ausgezogenen Wangeneck laufen sie gleichmä-

ßig aus. Der Palpebrallobus ist schmal. Trotz Beschädigung ist ein rundlich schmaler Umriss feststellbar. Er ist mit mehreren Knötchen besetzt. Der Vorderast der Facialsutur ist kurz und verläuft nahezu parallel, geradlinig. Der Hinterast ist ebenfalls relativ kurz und divergiert posterior. Das tiefeingeschnittene Präoccipitalfeld ist schmal (sag.), abaxial findet sich auf beiden Seiten jeweils ein prominentes Präoccipitalknötchen, zu dem das Präoccipitalfeld gleichmäßig ansteigt. Der transversal langgezogene, leicht konkave Occipitalring ist mäßig breit (sag.) und flach, zu den Seiten hin verjüngt er sich deutlich. Wie auch der Hinterrandsaum, der abaxial an Breite zunimmt und in einem leichten Schwung nach vorne gebogen ist, ist er mit einzelnen Knötchen besetzt. Die gesamte Glabella ist dicht mit Tuberkeln unterschiedlicher Größe bedeckt, in die unregelmäßig einzelne große Tuberkel eingemischt sind. Ein besonders prominenter Tuberkel findet sich auf dem hinteren Seitenlobus unterhalb des Palpebrallobus leicht zur Innenseite hin positioniert, auf der Innenseite daneben eine weitere Ansammlung größerer Knoten. Zum Wangeneck hin wird die Tuberkulierung merklich feiner. In der Lateralansicht steigt der schmale Vorderrandsaum zunächst merklich zur Glabella hin an. Die Dorsalfurche bildet eine deutliche Einkerbung. Die Glabella buchtet etwas über den Vorderrandsaum aus und verläuft anschließend in einem steilen Bogen subzirkular bis zum Präoccipitalfeld, das ebenfalls eine deutliche Kerbe bildet. Der anschließende Occipitalring ist merklich von ihm abgesetzt und steigt leicht nach hinten an.

Das Pygidium ist in der Aufsicht ohne die Randanhänge subtrigonal, die Außenränder sind leicht konvex. Es wird von der kurzen, rundlich subzylindrischen Rhachis dominiert, die sich in einem annähernd semizirkularen Bogen (tr.) aus dem Pleuralfeld heraushebt. Es sind zwei schmale (sag.) Rhachisringe vorhanden, von denen der vordere deutlich, der hintere nur relativ undeutlich abgesetzt ist. An die Rhachis setzt eine vergleichsweise breite, posterior sich leicht verjüngende und abflachende Leiste an, die bis zum Hinterrand verläuft. Das Pleuralfeld ist auffallend schmal. Es sind drei Paar nach hinten außen gerichtete Randanhänge vorhanden, die schlank und ausgesprochen lang sind. Das mittlere Paar ist etwas kräftiger, und die Orientierung nach außen nimmt vom vordersten zum hintersten Anhangpaar merklich ab. Am Außenrand verläuft eine Leiste, die teilweise unterbrochen und verdrillt ist. Die Pleuralvorderbänder sind sehr stark reduziert. Die Hinterbänder wiederum sind sehr dominant und deutlich herausgewölbt. In der Dorsalansicht wirkt es, als wenn die Randanhänge ausschließlich durch die Pleuralhinterbänder gebildet

würden. In der Lateralansicht zeigt sich, dass die seichte Pleuralfurche in die Randanhänge hineinläuft, wobei am zweiten Paar Randanhänge die Furche zum Außenrand hin leicht nach außen gebogen ist. Das gesamte Pygidium ist einschließlich der Randanhänge mäßig dicht mit Knötchen unterschiedlicher Größe besetzt.

Diskussion: Die Darstellung des Cranidiums bei U. FLICK (1999) basierte auf einem unvollständigen, schlecht erhaltenen Exemplar. Mittlerweile liegt ein sehr vollständiges Cranidium in guter Erhaltung vor (Taf. 1 Fig. 1). Aufgrund der moderaten Größe handelt es sich dabei möglicherweise um ein jüngeres Holaspis-Stadium.

Das neue Taxon zeichnet sich neben dem schmalen Pleuralfeld vor allem durch die überaus starke Reduktion der Pleuralvorderbänder aus. Dies stellt eigentlich ein typisches Merkmal für *Acanthopyge* HAWLE & CORDA, 1847 dar. Allerdings findet sich auch innerhalb von *Belenopyge* eine Formengruppe mit starker Tendenz zur Reduktion der Pleuralvorderbänder, in die sich *bellerophon* ohne weiteres einreihen lässt. Darum handelt es sich hierbei wohl um eine Analogie, und die Gattungszugehörigkeit des neuen Taxons dürfte außer Frage stehen.

Zu dieser Formengruppe gehört unter anderem *Belenopyge trinodis*, die ELLERMANN (1992) aus dem Pragium der Karnischen Alpen beschreibt. Von *bellerophon* ist *trinodis* klar unterscheidbar durch den mehr semielliptischen Außenriss des Pygidiums, das breitere Pleuralfeld sowie die breiteren Randanhänge. Größer sind noch die Unterschiede am Cranidium. Neben einer flacheren Wölbung zeigt dies größere vordere Seitenloben, stärker aufgeblähte hintere Seitenloben, ein deutlich breiteres (sag.) Präoccipitalfeld mit einem zusätzlichen medianen Knoten, einem breiteren (sag.) Occipitalring sowie einer weniger starken Tuberkulierung.

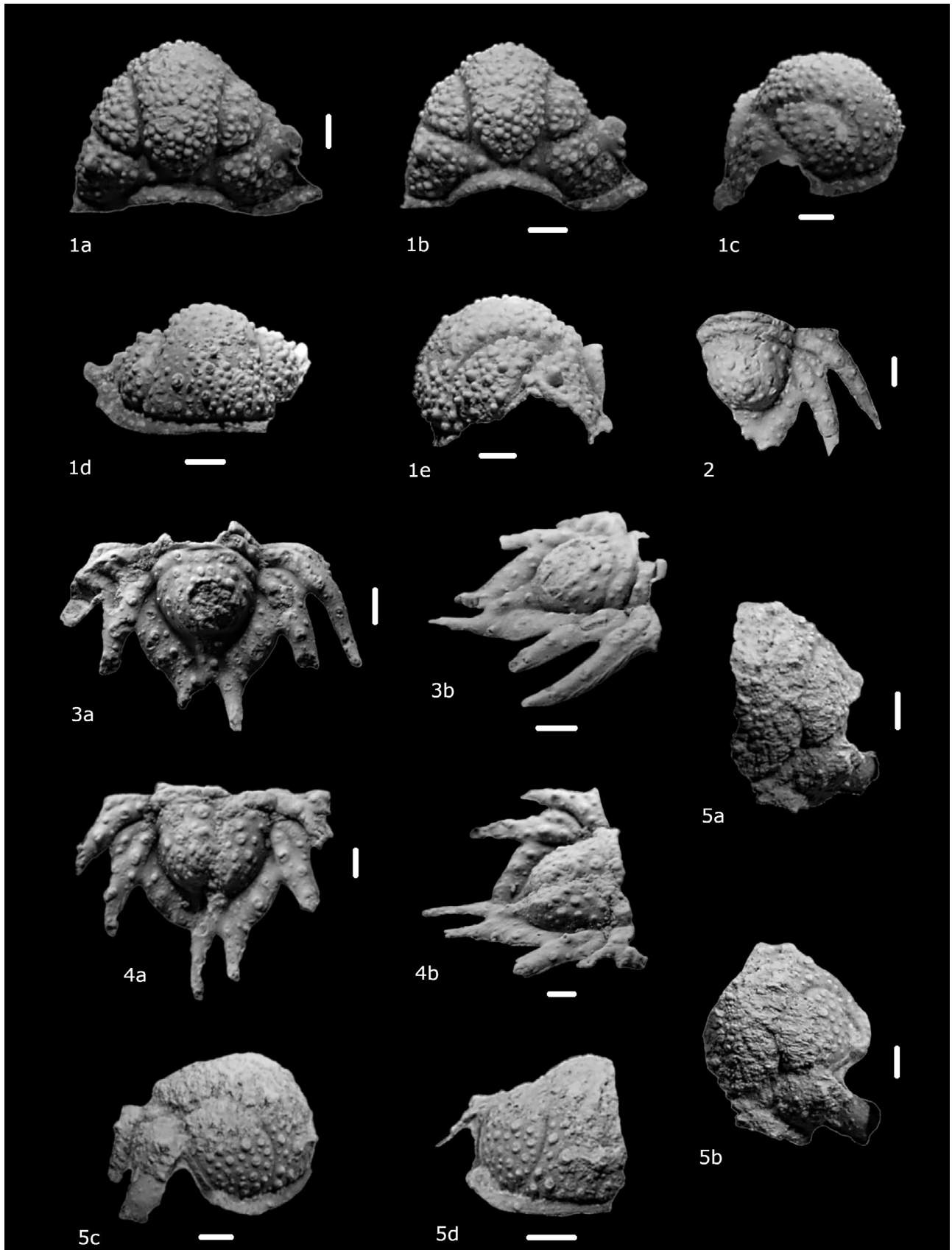
Ein weiterer Vertreter ist die von HAAS (1968) aus dem Pragium der Türkei beschriebene *Belenopyge erinacea*. Bei dieser unterscheidet sich das Pygidium deutlich durch den annähernd subovalen Umriss mit einem deutlich breiteren Pleuralfeld und einer längeren, eher konischen Rhachis. Zudem ist es deutlich stärker tuberkuliert. Beim Cranidium ist der Basallobus schlanker, der Frontallobus verbreitert sich deutlich stärker, dafür überlappt er den Vorderrandsaum nicht. Der hintere Seitenlobus ist stärker gebläht. Der Vorderast der Facialsutur ist merklich länger und konvergiert nach vorne, der Hinterast ist entsprechend kürzer. Der Occipitalring ist breiter (sag.),

und das gesamte Cranidium ist gröber tuberkuliert.

Die mit Abstand größte Ähnlichkeit besteht zu den von BASSE (2009) als *Lobopyge* sp. cf. *Lobopyge branikensis* (BARRANDE, 1872) aus dem Emsium des Harzes abgebildeten Funden, für die BASSE eine Identität mit *Belenopyge lamproides* (LÜTKE, 1965) vermutet. Das betrifft insbesondere das Pygidium bei BASSE (2009: Taf. 6, Fig. 176). Dies unterscheidet sich durch einen etwas kürzeren Umriss, eine schlankere, subkonische Rhachis, plumpere Randanhänge sowie einen geringeren Abstand zwischen dem zweiten und dem dritten Paar der Randanhänge. Große Ähnlichkeit zeigt auch das Cranidium von Fig. 173 bei BASSE (2009). Bei jenem hebt sich der Basallobus weniger ab, der Frontallobus ist etwas mehr abgeplattet. Die Längsfurchen divergieren stärker und sind bei Schalenhaltung weniger stark ausgeprägt als bei *bellerophon*. Die vorderen Seitenloben sind insgesamt größer. Diese Unterschiede gelten grundsätzlich auch für *B. lamproides*, für die zusätzlich aus der Darstellung bei LÜTKE (1965) hervorgeht, dass die Glabella in der Lateralansicht einen merklich flacheren Bogen beschreibt. Von engen Verwandtschaftsbeziehungen der Taxa ist auszugehen.

Auf die Zusammengehörigkeit der hier beschriebenen Panzer Teile lässt sich durch die *Belenopyge*-artige Morphologie sowohl des Cranidiums als auch des Pygidiums sowie durch die große Ähnlichkeit zu *Lobopyge* sp. cf. *Lobopyge branikensis* (BARRANDE, 1872) sensu BASSE (2009) schließen. BASSE (1998) erwähnt aus Greifenstein *Belenopyge*-artige Cranidia mit drei Tuberkelpaaren auf dem Basallobus der Glabella. Eine solche Skulptur ist am hier dargestellten Fund nicht nachweisbar. Zwar lässt sich eine gewisse Variabilität bei der Skulptur nicht ausschließen, nachdem sich bei dem im Anschluss beschriebenen Fund von *Perunaspis?* sp. Tuberkelpaare auf dem Basallobus befunden zu haben scheinen, liegen möglicherweise Funde jenes Taxons vor.

Vorkommen: Gemäß den Aufzeichnungen KIMS entstammt das Pygidium KIM 748 aus demselben Horizont wie der Holotypus. Die Exemplare aus der Sammlung Verfassers stellen Lesesteinfunde dar und liefern darum keine gesicherten stratigraphischen Erkenntnisse. Aus petrographischen Unterschieden zum Material KIM ist jedoch ersichtlich, dass das Vorkommen des Taxons nicht auf den typischen Fundhorizont beschränkt ist. Bislang nur vom Locus typicus.



***Perunaspis* PRIBYL, 1949**

Typusart: *Perunaspis longispinus* PRIBYL, 1949.

Diagnose: PRIBYL & ERBEN (1952): 151 (für *Lobopyge* (*Nitidulopyge*) PRIBYL & ERBEN, 1952, zur Synonymie mit *Perunaspis* vgl. THOMAS & HOLLOWAY 1988 bzw. auch VANĚK 1959).

***Perunaspis*? sp.**

Abb. 3, Taf. 1, Fig. 5

Material: Ein unvollständiges Cranidium, vermutlich gehören noch weitere Fragmente zu diesem Taxon (Slg. Verfasser).

Beschreibung: Es liegt ein unvollständiges Cranidium vor, das leicht verdrückt und teilweise überkrustet ist. Dennoch lassen sich wesentliche morphologische Merkmale ablesen.

Das Cranidium dürfte in der Aufsicht etwa rundlich subtrigonal gewesen sein. Der Vorderrandsaum ist sehr schmal und leicht schräggestellt, abaxial verbreitert er sich etwas. Er ist vereinzelt mit Knötchen unterschiedlicher Größe besetzt. In der Dorsalansicht wird er von der Glabella überragt. Der Basallobus ist lang und schlank. Er ist in der Sagittalen stark, in der Transversalen aber kaum gewölbt, so dass er sich nur vergleichsweise schwach von den vorderen Seitenloben absetzt, von denen er durch die relativ schmale und seichte Längsfurche getrennt ist. Die Längsfurchen divergieren schwach in einem sehr leichten Bogen, erst zum deutlich ausgreifenden Frontallobus, der die vorderen Seitenloben einfasst, biegen sie sichelförmig nach außen um. Der Frontallobus schließt in einem flachen Bogen zum Vorderrandsaum ab. Der vordere Seitenlobus ist länglich suboval. Der hintere Seitenlobus ist nur schwach gebläht, relativ schmal (sag.), aber einschließlich des Wangenecks langgezogen (tr.), in das er sanft übergeht. Die Spitze des Wangenecks fehlt, so dass davon auszugehen ist, dass dieser Bereich tatsächlich noch etwas breiter war. Das Präoccipitalfeld ist sehr schmal, es lässt darauf schließen, dass die Präoccipitalknoten recht prominent gewesen sind. Der Occipitalring ist deutlich abgesetzt, mäßig breit (sag.), jedoch lang (tr.). Es ist erkennbar, dass er mit einzelnen Knötchen besetzt ist. Der Hinterrandsaum ist nicht erhalten, ebenso wie der Palpebrallobus, der fortgebrochen ist, weswegen auch der Verlauf

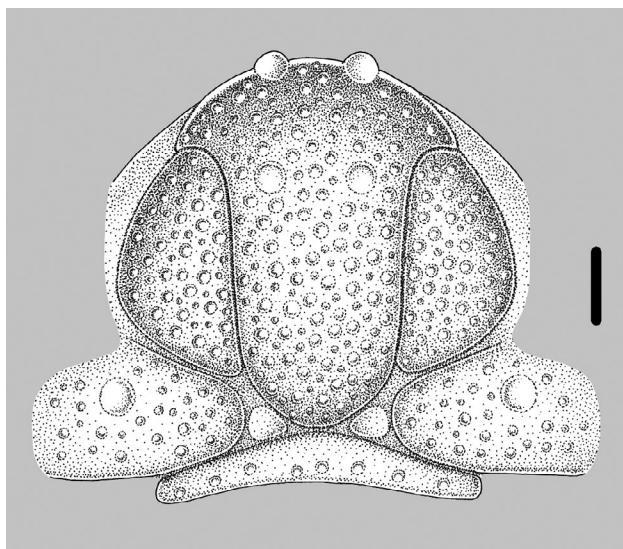


Abb. 3: *Perunaspis*? sp. Greifenstein-Kalk der Typlokalität, Grenzbereich Emsium/Eifelium, Unter-/Mitteldevon. Rekonstruktionszeichnung des Cranidiums. Gewisse Unsicherheit bei den Proportionen aufgrund von Unvollständigkeit sowie Verdrückung, die paarigen Knoten auf dem Basallobus der Glabella in dieser Form ebenfalls nicht vollends gesichert. Maßstab 1 mm.

der Facialsutur nicht mehr nachvollziehbar ist. Basallobus und vorderer Seitenlobus sind mäßig dicht mit Knoten unterschiedlicher Größe besetzt. Es finden sich einzelne größere Tuberkel, zwar bleibt wegen der Erhaltung eine gewisse Unsicherheit, es besteht jedoch der Eindruck, dass diese paarweise angeordnet waren. Der hintere Seitenlobus ist zum Wangeneck hin entschalt, es lässt sich jedoch eine feinere, lockere Tuberkulierung erkennen, die auch auf dem Steinkern nachvollziehbar ist. Relativ zentral findet sich ein großer Tuberkel. In der Lateralansicht steigt der Vorderrandsaum zunächst zur Glabella hin an. Die Dorsalfurche bildet eine Einkerbung. Die mäßig überhängende Glabella steigt in einem subzirkularen Bogen auf, der zum Hinterlobus leicht abflacht. Das Präoccipitalfeld bildet erneut eine deutliche Einkerbung, von der sich der Occipitalring merklich absetzt.

Tafel 1 (Seite 40)

Fig. 1. *Belenopyge bellerophon* n. sp. Cranidium, beschalt (HLNUG). a) Dorsalansicht, b) schräge Dorsalansicht von hinten, c) schräge Lateralansicht von rechts, d) Frontalansicht, e) Lateralansicht von links.

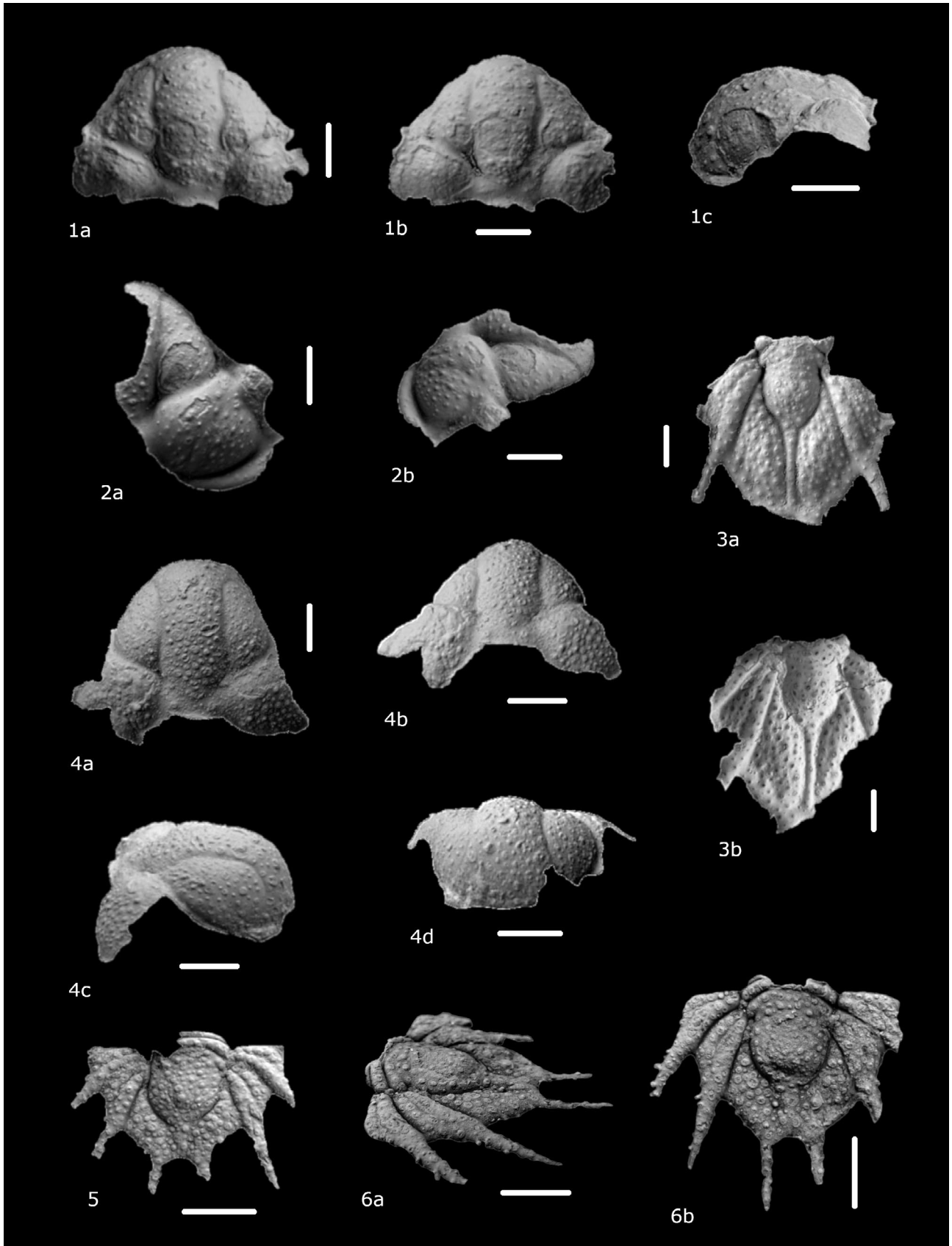
Fig. 2. *Belenopyge bellerophon* n. sp. Pygidiumfragment, beschalt (Slg. Verfasser). Dorsalansicht.

Fig. 3. *Belenopyge bellerophon* n. sp. Pygidium, beschalt, Holotypus, KIM 747 (GPIBo). Horizont bei 11,00 m nach SIEHL (1962), vermutlich *sulcata sulcata*-Zone, Unter-Eifelium/Mitteldevon. a) Dorsalansicht, b) Lateralansicht.

Fig. 4. *Belenopyge bellerophon* n. sp. Pygidium, beschalt, KIM 748 (GPIBo). Horizont bei 11,00 m nach SIEHL (1962), vermutlich *sulcata sulcata*-Zone, Unter-Eifelium/Mitteldevon. a) Dorsalansicht, b) Lateralansicht.

Fig. 5. *Perunaspis*? sp. Cranidiumfragment, größtenteils beschalt (Slg. Verfasser). a) Dorsalansicht, b) schräge Dorsalansicht von rechts, c) Lateralansicht, d) Frontalansicht.

Alle Exemplare aus dem Greifenstein-Kalk (Grenzbereich Emsium/Eifelium, Unter-/Mitteldevon) der Typlokalität, geweißt, Maßstab 1 mm.



Diskussion: Cranidia von *Perunaspis* PŘIBYL, 1949 finden sich dargestellt bei PŘIBYL & ERBEN (1952) (vgl. hierzu Anmerkung zu *Lobopyge permarginata* PŘIBYL & ERBEN, 1952 bei BASSE & MÜLLER 2016), PŘIBYL et al. (1986), SMEENK (1983) sowie VANĚK (1959). Sie zeigen zwar einen *Belenopyge*-ähnlichen Habitus, weisen aber mehrere Eigentümlichkeiten auf. Der Basallobus der Glabella ist in der Wölbung (tr.) weniger stark von den vorderen Seitenloben abgesetzt, die Längsfurchen sind schmal und vergleichsweise seicht. Die vorderen Seitenloben sind von stärker rundlichem Umriss und deutlich vom Frontallobus eingefasst. Der hintere Seitenlobus ist nur mäßig gebläht und schmal (sag.), der Hinterast der Facialsutur divergiert sehr stark, das Wangeneck ist entsprechend weit ausgezogen. Der hier besprochene Fund zeigt zwar insgesamt auch einen *Belenopyge*-artigen Habitus, nähert sich in den obig genannten Merkmalen aber merklich stärker an *Perunas-*

pis an. Zwar ist beim vorliegenden Taxon im Vergleich der Vorderrandsaum schmal, und auch aufgrund der Unvollständigkeit und Erhaltung des vorliegenden Exemplars bleibt eine gewisse Unsicherheit bestehen, die Zugehörigkeit zu *Perunaspis* wird jedoch als wahrscheinlich betrachtet. Aufgrund der morphologischen Nähe des ebenso aus dem Greifenstein-Kalk der Typlokalität vorliegenden *Belenopyge bellerophon* n. sp. zu *Lobopyge* sp. cf. *Lobopyge branikensis* (BARRANDE, 1872) sensu BASSE (2009) bzw. *Belenopyge lamproides* (LÜTKE, 1965) kann die Zugehörigkeit des hier besprochenen Fundes zu *bellerophon* ausgeschlossen werden.

Vorkommen: Lesestein aus dem Greifenstein-Kalk der Typlokalität, Grenzbereich Emsium/Eifelium, Unter-/Mitteldevon, eine nähere stratigraphische Einordnung ist nicht möglich.

4 Zu *Acanthopyge* HAWLE & CORDA, 1847 im Greifenstein-Kalk der Typlokalität

Von KIM (1997) wurde das Taxon *Acanthopyge haueri greifensteinensis* aufgestellt, das er auf ein beschädigtes Cranidium begründete. Von Verfasser (U. FLICK 1999) wurde dieses Cranidium mit Cranidium-Funden von *Acanthopyge haueri* (BARRANDE, 1846) aus den Aufsammlungen RUNZHEIMERS (SMF, o. Nr., s. Taf. 2, Fig. 1 und Fig. 2) in Zusammenhang gestellt, für welches Taxon aus selbiger Lokalität aus derselben Aufsammlung auch ein Pygidiumfund vorliegt (SMF 79244, s. Taf. 2, Fig. 3, bzw. vgl. auch BASSE & MÜLLER 2004: Taf. 37, Fig. 471). Ein bei KIM (1997) mit dem Cranidium assoziiertes Pygidium (Taf. 10, Fig. 8) wurde von Verfasser wiederum mit einem anderen Cranidium aus der Aufsammlung RUNZHEIMER (SMF, o. Nr., s. Taf. 2, Fig. 4) assoziiert (bei U. FLICK 1999 dargestellt als *Acanthopyge* aff. *granulosa* (A. ROEMER, 1852), *Acanthopyge* aff. *pervasta* PŘIBYL et al., 1986 bei U. FLICK 2018). Mittlerweile war eine Einsicht in die Originale

der Sammlungsbestände des Geologisch-Paläontologischen Instituts der Universität Bonn möglich. Dabei konnte die Zuordnung des Holotypus von *greifensteinensis* zu den *haueri*-Cranidia der Aufsammlung RUNZHEIMERS bestätigt werden. Wie bereits bei U. FLICK (2018) erwähnt, muss es als möglich angesehen werden, dass *greifensteinensis* in die Variationsbreite der nominotypischen Unterart von *haueri* fällt. Dies wird aber erst bei Vorliegen weiterer Informationen abschließend beurteilbar sein. Da aufgrund der Übereinstimmung mit dem böhmischen *haueri* die Zuordnung der Panzerteile als gesichert angesehen werden kann, dürfte mit dem anderen Cranidium-Typus tatsächlich das Cranidium zu aff. *pervasta* vorliegen. Vom durchaus ähnlichen *haueri*-Cranidium unterscheidet es sich durch weniger breite und eingetiefte Glabellafurchen. Der Basallobus ist geringfügig schlanker, die medianen Ausbuchtungen der Längsfurchen sind schwächer

Tafel 2 (Seite 42)

Fig. 1. *Acanthopyge haueri greifensteinensis* KIM, 1997. Cranidium, größtenteils beschalt, leg. RUNZHEIMER (SMF o. Nr.). a) Dorsalansicht, b) schräge Dorsalansicht von hinten, c) Lateralansicht.

Fig. 2. *Acanthopyge haueri greifensteinensis* KIM, 1997. Cranidiumfragment, größtenteils beschalt, leg. RUNZHEIMER (SMF o. Nr.). a) Dorsalansicht, b) Lateralansicht.

Fig. 3. *Acanthopyge haueri greifensteinensis* KIM, 1997. Pygidium, beschalt, leg. RUNZHEIMER (SMF 79244). a) Positiv, b) Negativ.

Fig. 4. *Acanthopyge* aff. *pervasta* PŘIBYL et al., 1986. Cranidium, größtenteils beschalt, leg. RUNZHEIMER (SMF o. Nr.). a) Dorsalansicht, b) schräge Dorsalansicht von hinten, c) Lateralansicht, d) Frontalansicht.

Fig. 5. *Acanthopyge* aff. *pervasta* PŘIBYL et al., 1986. Pygidium, beschalt, leg. RUNZHEIMER (SMF 79243). Dorsalansicht.

Fig. 6. *Acanthopyge* aff. *pervasta* PŘIBYL et al., 1986. Pygidium, beschalt, KIM 746 (GPIBo). Horizont bei 4,00–4,50 m im Profil nach SIEHL (1962), vermutlich *richteri*-Zone, Oberemsium, Unterdevon. a) Lateralansicht, b) Dorsalansicht.

Alle Exemplare aus dem Greifenstein-Kalk (Grenzbereich Emsium/Eifelium, Unter-/Mitteldevon) der Typlokalität, geweißt, Maßstab 5 mm.

ausgeprägt. Die vorderen Seitenloben sind deutlich schlanker, die Außenränder merklich weniger konvex, die Form eher subtrigonal als nierenförmig wie bei *haueri*. Zudem ist die Tuberkulierung dichter und gleichmäßiger. Großwüchsige Pygidia von aff. *pervasta* scheinen allgemein den lanzettförmigen Außenriss zu zeigen (vgl. auch das Exemplar bei PŘIBYL & ERBEN 1952, bestätigt wird dies durch weitere Pygidiumfragmente, die Verfasser vorliegen). Es ist darum naheliegend, dass der abweichende Außenriss des Pygidiums leg. RUNZHEIMER (SMF 79243, Taf. 2, Fig. 5, vgl. auch BASSE & MÜLLER 2004: Taf. 37, Fig. 470) tatsächlich, wie bereits von BASSE in BASSE & MÜLLER (2004) vermutet, ontogenetische Gründe hat. Das Greifensteiner Taxon scheint eine etwas zierlichere Rhachis aufzuweisen als die böhmischen Exemplare aus dem gleichalten Suchomasty-Kalk, mit dem ansonsten jedoch sehr hohe Übereinstimmung besteht. Angesichts der geringen bekannten Materialmenge ebenfalls aus Böhmen ist darum nicht

auszuschließen, dass dieser Merkmalsunterschied in die Variationsbreite des Taxons fällt. Eine endgültige Beurteilung wird wahrscheinlich jedoch auch erst mit dem Vorliegen des Craniums von *pervasta* aus dem Stratum typicum möglich sein. Zwar vergleicht VANĚK (2002) das Cranium seines Taxons *Acanthopyge* (*Acanthopyge*) *agaion* mit *pervasta*, was die Grundlage für diesen Vergleich darstellt, wird aus dem Text jedoch nicht ersichtlich, nachdem *pervasta* von PŘIBYL et al. (1986) ausschließlich auf Basis von Pygidia aufgestellt worden ist. Das von VANĚK zu *agaion* gestellte schlechterhaltene Pygidium wiederum scheint ein *Belenopyge*-artiges Pleuralfeld aufzuweisen, so dass zumindest das Pygidium wohl ein Taxon von *Belenopyge* repräsentiert.

Zum besseren Verständnis werden die beiden Taxa auch als Rekonstruktionszeichnungen dargestellt (Abb. 4 und 5).

Zu dem Material aus den Aufsammlungen RUNZHEIMERS liegen die stratigraphischen Informationen leider nicht mehr vor.

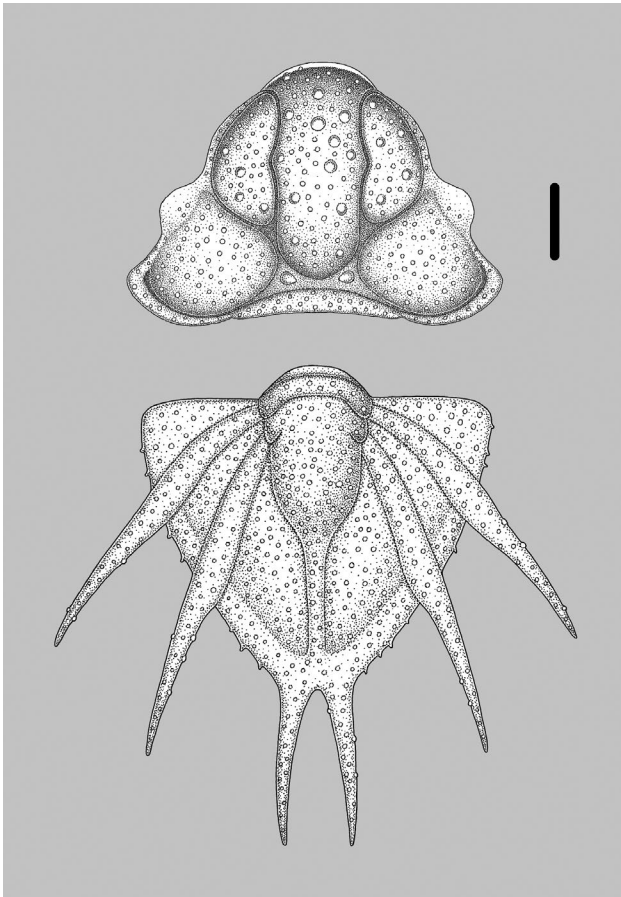


Abb. 4: *Acanthopyge haueri greifensteinensis* KIM, 1997. Greifensteinkalk der Typlokalität, Grenzbereich Emsium/Eifelium, Unter-/Mitteldevon. Rekonstruktionszeichnung des Cranidiums und des Pygidiums, für letzteres unter Mitberücksichtigung der Abbildung von NOVÁK (1890), Taf. 2, Fig. 10. Länge der Randanhänge nach Schätzungen sowie Vergleichen mit der nominotypischen Unterart. Maßstab 5 mm.

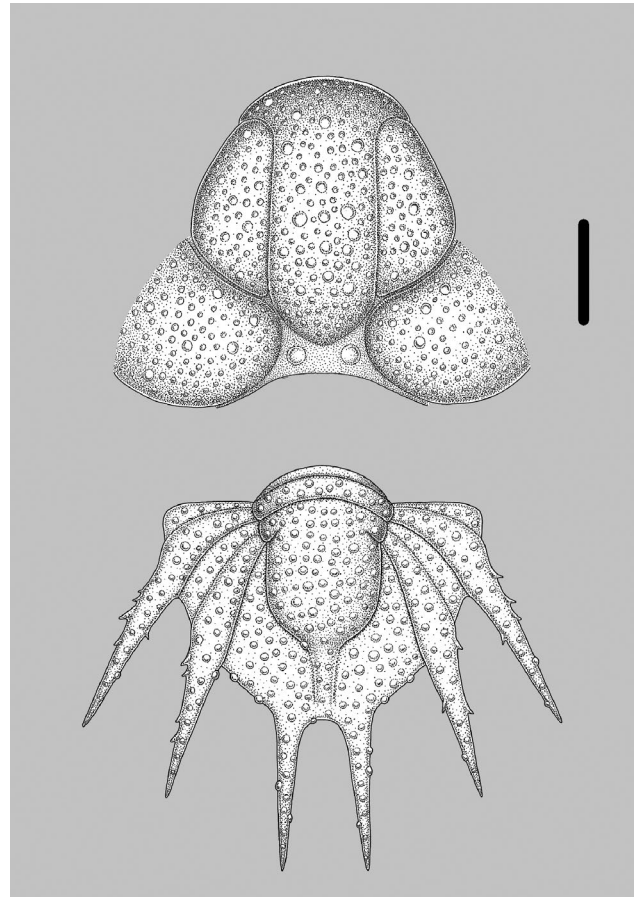


Abb. 5: *Acanthopyge* aff. *pervasta* PŘIBYL et al., 1986. Greifensteinkalk der Typlokalität, Grenzbereich Emsium/Eifelium, Unter-/Mitteldevon. Rekonstruktionszeichnung des Cranidiums und des Pygidiums. Maßstab 5 mm.

Gemäß den Aufzeichnungen KIMs stammt der Holotypus zu *greifensteinensis* aus dem Horizont bei 3,00 m im Profil nach SIEHL (1962). ALBERTI (1985) nennt aus diesem Bereich keine Dacryoconariden-Funde, gemäß der Zonen-Abfolge im Profil müsste dieser Bereich wohl in die *richteri*-Zone und somit das Ober-Emsium fallen. *Greifensteinensis* würde damit deutlich früher einsetzen als der untereifelische *haueri* aus dem böhmischen *Acanthopyge*-Kalk. Das Pygidium von aff. *pervasta* von KIM (KIM 746, hierin Taf. 2, Fig. 6) wiederum entstammt dem Horizont bei 4,00–4,50 m im Profil nach SIEHL (1962), was nach ALBERTI (1985) ebenfalls noch in die *richteri*-Zone fallen dürfte. Demgemäß würden *greifensteinensis* und aff. *pervasta* im Greifenstein-Kalk der Typlokalität zeitgleich auftreten.

Innerhalb des Greifenstein-Kalks der Typlokalität gehören Hypostoma zu den häufigeren Lichiden-Funden. Allerdings

fehlt bislang eine Grundlage zu ihrer taxonomischen Zuordnung.

Danksagung: Von Herrn Prof. Dr. C. Brauckmann/TU Clausthal wurde das Manuskript kritisch durchgesehen. Herr Dr. G. Heumann/Steinmann-Institut der Universität Bonn sowie Herr Dr. K. Weddige/seinerzeit Forschungsinstitut Senckenberg, Frankfurt am Main, unterstützen maßgeblich die Recherchen in den jeweiligen Sammlungsbeständen. Weiterhin waren Herr Dr. P. Budil/Czech Geological Survey sowie Herr S. Morrison/University of Oregon bei der Beschaffung von Literatur behilflich. Den genannten Personen sei für ihre Unterstützung herzlich gedankt.

5 Schriftenverzeichnis

- ALBERTI, G.K.B. (1985): Zur biostratigraphischen Untergliederung des Greifensteiner Kalkes und der Wissenbacher Schiefer (Unter- bis Mittel-Devon, Rheinisches Schiefergebirge) mithilfe von Dacryoconarida (Tentaculiten). – Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg, **59**: 51–56, 2 Abb.; Hamburg.
- BASSE, M. (1998): Trilobiten aus mittlerem Devon des Rhenohercynikums: III. Proetida (3), Phacopida (2), Lichida (Lichoidea, Odonopleuroidea) und ergänzende Daten. – Palaeontographica, Abt. A, **249** (1–6): 1–162, 16 Abb., 6 Tab., 15 Taf.; Stuttgart.
- BASSE, M. (2009): Proetioidea HAWLE & CORDA, 1847 und andere Trilobita aus unterdevonischen Herzynkalken (Zlichovium, Dalejsum) der westlichen Harzgeröder Faltenzone (südwestlicher Harz, Rhenohercynikum): Allgemeiner Teil und Proetinae HAWLE & CORDA, 1847. – Freiburger Forschungshefte, C **532**: 1–55, 1 Abb., 6 Taf.; Freiberg.
- BASSE, M. & MÜLLER, P. (2004): Eifel-Trilobiten III. Corynexochida, Proetida (2), Harpetida, Phacopida (2), Lichida. 1–261, 10 Abb., 2 Tab., 54 Taf.; Wiebelsheim (Quelle & Meyer).
- BASSE, M. & MÜLLER, P. (2016): Trilobiten aus dem Ober-Emsium und frühen Eifelium der südlichen Lahnmulde (Rupbach-Schiefer, Leun-Schiefer und Ballersbach-Kalk). – Abh. senckenberg. naturforsch. Ges., **572**: 1–329, Abb. 1–7, Tab. 1–9, Taf. 1–33; Frankfurt/Main.
- DIETRICH, H. (1985): Zur Mikrofazies karbonatischer Schelfablagerungen im Bereich der Unter-/Mittel-Devon-Grenze (Rheinisches Schiefergebirge). – Diss., Universität Hamburg, 84 S., 18 Abb., 3 Tab. (Mskr.); Hamburg.
- EBACH, M. C. & AHYONG, S. T. (2001): Phylogeny of the Trilobite Subgenus *Acanthopyge* (*Lobopyge*). – Cladistics, **17**: 1–10, 5 Abb.; New York.
- ECKELMANN, K., NESBOR, H.-D., KÖNIGSHOF, P., LINNEMANN, U., HOFMANN, M., LANGE, J.-M. & SAGAWA, A. (2014): Plate interactions of Laurussia and Gondwana during the formation of Pangaea – Constraints from U-Pb LA-SF-ICP-MS detrital zircon ages of Devonian and Early Carboniferous siliciclastics of the Rhenohercynian zone, Central European Variscides. – Gondwana Research, **25**: 1484–1500, 8 Abb., 2+19 Tab.; Amsterdam.
- ELLERMANN, I. (1992): Trilobiten aus dem Unterdevon der Karnischen Alpen/Österreich. – Palaeontographica, Abt. A, **221** (1–3): 1–62, 3 Abb., 8 Taf.; Stuttgart.
- FLICK, H. (2012): Geologische Karte von Hessen 1:25 000 (GK25), Bl. 5315 Herbord, 2. überarb. Aufl.; Wiesbaden (Hess. L.-Amt Naturschutz, Umwelt u. Geol.).
- FLICK, H. & NESBOR, H.-D. (2021): Lahn-Dill-Gebiet. – In: HLNUG (Hrsg.): Geologie von Hessen: 49–77, 14 Abb., 1 Tab.; Stuttgart (Schweizerbart).
- FLICK, U. (1999): Die Trilobiten von Greifenstein/Hörre – Ableger einer böhmischen Fauna im Rheinischen Schiefergebirge. – Jb. nass. Ver. Naturkde., **120**: 23–40, 11 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; Wiesbaden.
- FLICK, U. (2018): Die Trilobiten-Fauna im Greifenstein-Kalk der Typlokalität (Grenzbereich Emsium/Eifelium) – ein Zwischenbericht. – Jb. nass. Ver. Naturkde., **139**: 133–161, 6 Abb., 2 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
- HAAS, W. (1968): Trilobiten aus dem Silur und Devon von Bithynien (NW-Türkei). – Palaeontographica, Abt. A, **130** (1–6): 60–207, 61 Abb., 3 Tab., 12 Taf.; Stuttgart.
- KAYSER, E. & HOLZAPFEL, E. (1894): Über die stratigraphischen Beziehungen der böhmischen Stufen F, G, H. Barrande's zum rheinischen Devon. – Jb. kgl. preuß. geol. Reichsanst. für das Jahr 1893, **45**: 287–306, 3 Abb.; Berlin.
- KIM, I.-S. (1993): Trilobiten aus dem Greifensteiner Kalk (Grenzbereich Unter- und Mitteldevon). – Diss., Universität Bonn, 127 S., 41 Abb., 1 Tab., 12 Taf. (Mskr.); Bonn.
- KIM, I.-S. (1997): Trilobiten aus dem Greifensteiner Kalk (Grenzbereich Unter- und Mitteldevon). – Palaeontographica, Abt. A, **245** (1–6): 157–205, 8 Abb., 2 Tab., 12 Taf.; Stuttgart.
- LÜTKE, F. (1965): Zur Kenntnis herzynischer Trilobiten aus dem Unter- und Mitteldevon des Harzes. – Palaeontographica, Abt. A, **124** (4–5): 151–236, 37 Abb., 6 Tab., 6 Taf.; Stuttgart.
- MAURER, F. (1881): Paläontologische Studien im Gebiet des rheinischen Devons. 4. Der Kalk bei Greifenstein. – N. Jb. Miner., Beil.-Bd., **1**: 1–112, 4 Taf.; Stuttgart.

- NOVÁK, O. (1890): Vergleichende Studien an einigen Trilobiten aus dem Hercyn von Bicken, Wildungen, Greifenstein und Böhmen. – *Palaeont. Abh.*, N.F., **1** (3): 1-46, 8 Abb., 5 Taf.; Jena.
- NESBOR, H.-D. (2021): Geotektonisch-paläogeographische Entwicklung Mitteleuropas im Paläozoikum. – In: HLNUG (Hrsg.): *Geologie von Hessen*: 17-33, 7 Abb.; Stuttgart (Schweizerbart).
- ÖZDIKMEN, H. (2009): Nomenclatural changes for twenty trilobites genera. – *Mun. Ent. Zool.*, **4** (1): 155-171; Ankara.
- PEK, I. & VANĚK, J. (1991): On some Silurian and Devonian trilobites of Bolivia. – *Acta Universitatis Palackianae Olomucensis Facultatis rerum naturalium Geographica Geol.*, **103**: 75-104, 12 Taf.; Olmütz.
- PŘIBYL, J. & ERBEN, H.K. (1952): Über einige neue oder wenig bekannte Acanthopyginae (Tril.) des böhmischen und des deutschen Devons. – *Paläont. Z.*, **26** (3/4): 141-174, 11 Abb., 4 Taf.; Stuttgart.
- PŘIBYL, J., VANĚK, J. & HÖRBINGER, F. (1986): New trilobites of the families Odontopleuridae, Lichidae and Raphiophoridae from the Silurian and Devonian of central Bohemia. – *Čas. mineral. geol.*, **31** (3): 267-278, 4 Taf.; Prag.
- RUNZHEIMER, H. (o. J.): *Palaeontologische und geologische Untersuchung des Greifensteiner Kalks von Greifenstein*. – Diss., Universität Frankfurt am Main, 333 S., 4 Tab., 5 Taf.; Frankfurt/Main.
- RUNZHEIMER, H. (1931): *Paläontologische und geologische Untersuchung des Greifensteiner Kalkes von Greifenstein (Rhein. Schiefergebirge)*. – *Senckenbergiana*, **13**: 170-190, 11 Abb.; Frankfurt/Main.
- SIEHL, A. (1962): *Der Greifensteiner Kalk (Eiflium, Rheinisches Schiefergebirge) und seine Brachiopodenfauna. I. Geologie; Atrypacea und Rostrospiracea*. – *Palaeontographica Abt. A*, **119** (5-6): 173-221, 38 Abb., 8 Tab., 18 Taf.; Bonn.
- SMEENK, Z. (1983): Devonian trilobites of the southern Cantabrian Mountains (northern Spain) with a systematic description of the Asteropyginae. – *Leidse Geologische Mededelingen*, **52** (2): 383-440, 26 Abb., 35 Taf.; Leiden.
- THOMAS, A.T. & HOLLOWAY, D. J. (1988): Classification and phylogeny of the trilobite order Lichida. – *Philos. Trans. R. Soc. London B Biol. Sci.*, **321**: 179-262, 365 Abb., 1 Tab., 16 Taf.; London.
- VANĚK, J. (1959): Čeledi Lichaidae Hawle et Corda, 1847 ze středočeského staršího paleozoika (Trilobitae). – *Bohemia centralis*, **A**, **1** (3): 79-168, 43 Abb., 12 Taf.; Prag.
- VANĚK, J. (2002): On some lichid trilobites from Silurian and Devonian from Prague Basin (Bohemia). – *Palaeontologia Bohemica*, **VIII** (5): 107-115, 4 Taf.; Prag.

ULRICH FLICK¹

Die Scutelluidae RICHTER & RICHTER, 1955 (Trilobita) des Greifenstein-Kalks an der Typlokalität sowie von Günterod (Grenzbereich Emsium/Eifelium, Unter-/Mitteldevon)

Zusammenfassung

Die Scutelluiden-Fauna des Greifenstein-Kalks der Typlokalität (Greifenstein bei Herborn, Lahn-Dill-Gebiet, Grenzbereich Emsium/Eifelium, Unter-/Mitteldevon) wird in Fortführung zu U. FLICK (1999, 2018 sowie 2021b) vorgestellt. Sie setzt sich aus den Taxa *Sagittapeltis triangularis* KIM, 1997, *Paralejurus dormitzeri cunabulorum* n. ssp., *Scabriscutellum* (subg. indet.) *elongatum greifensteinense* n. ssp., *Sc.* (subg. indet.) sp. cf. *holynense* ŠNAJDR, 1960, *Sc.* (*Rheiscutellum*?) n. sp. B aff. *caelebs* (BARRANDE, 1852), *Sc.* (*Rh.*?) aff. *oblongum* (HAWLE & CORDA, 1847) sowie *Thysanopeltis speciosa* HAWLE & CORDA, 1847 zusammen. Sie bestätigt die engen Beziehungen der Fauna des Greifenstein-Kalks in das Tepla-Barrandium, insbesondere zum gleichaltrigen Suchomasty-Kalk.

Im Weiteren werden aus alten Aufsammlungen aus dem sogenannten Greifenstein-Kalk von (Bad Endbach-)Günterod *Paralejurus* aff. *applanatus* (NOVÁK, 1890), *Scabriscutellum* (subg. indet.) sp. A und *Sc.* (*Rheiscutellum*?) n. sp. C aff. *caelebs* (BARRANDE, 1852) beschrieben. Die paläontologischen Beziehungen zum eigentlichen Greifenstein-Kalk der Typlokalität waren bislang keiner kritischen Überprüfung unterzogen worden. Die Scutelluiden-Fauna dieses als Bestandteil der Bicken-Ense-Decke zu interpretierenden Karbonats lässt keine engeren Beziehungen zum Greifenstein-Kalk der Typlokalität erkennen.

Abstract

Following up on U. FLICK (1999, 2018, and 2021b) the scutelluid fauna from the Greifenstein Limestone of the type locality at Greifenstein near Herborn, Lahn-Dill-area (Rheinisches Schiefergebirge, Emsian/Eifelian boundary, Lower/Middle Devonian) is described. The fauna comprises the taxa *Sagittapeltis triangularis* KIM, 1997, *Paralejurus dormitzeri cunabulorum* n. ssp., *Scabriscutellum* (subg. indet.) *elongatum greifensteinense* n. ssp., *Sc.* (subg. indet.) sp. cf. *holynense* ŠNAJDR, 1960, *Sc.* (*Rheiscutellum*?) n. sp. B aff. *caelebs* (BARRANDE, 1852), *Sc.* (*Rh.*?) aff. *oblongum* (HAWLE & CORDA, 1847), and *Thysanopeltis speciosa* HAWLE & CORDA, 1847. The described assemblage confirms the close faunal affinity of the

Greifenstein Limestone with the Tepla-Barrandian, especially with the contemporaneous Suchomasty Limestone.

In addition, *Paralejurus* aff. *applanatus* (NOVÁK, 1890), *Scabriscutellum* (subg. indet.) sp. A and *Sc.* (*Rheiscutellum*?) n. sp. B aff. *caelebs* (BARRANDE, 1852) from old collections from the so-called Greifenstein Limestone of (Bad Endbach-)Günterod are described. The relationship of this carbonate rock to the Greifenstein Limestone proper has not been critically examined so far. It most likely represents a part of the Bicken-Ense Nappe. In fact, the scutelluid fauna does not compare well with that of the Greifenstein Limestone of the type location.

Inhalt

1	Einleitung	48
2	Zu Fundort und Fundschichten	49
3	Systematischer Teil	51
4	Diskussion	69
5	Schriftenverzeichnis	70

¹ Dr. Ulrich Flick, Carl-Orff-Ring 5, D-87616 Marktoberdorf, uflick@gmx.de

1 Einleitung

Die Typlokalität des Greifenstein-Kalks (Grenzbereich Emisium/Eifelium, Unter-/Mitteldevon) von Greifenstein bei Herborn stellt eine klassische, mehrfach aufgeschürfte Fossilfundstelle dar, und die Fauna des Greifenstein-Kalks, insbesondere die Trilobiten, hat bereits seit dem 19. Jahrhundert wiederholt Beachtung gefunden (siehe hierzu insbesondere Darstellung bei U. FLICK 1999). Von Verfasser wurde vor geraumer Zeit mit einer systematischen Erfassung der Trilobiten-Fauna des Vorkommens begonnen, wobei sich diese als ungewöhnlich divers herausgestellt hat. Hinsichtlich der komplexen Tektonik des Lahn-Dill-Gebiets (vgl. u. a. FLICK & NESBOR 2019, 2021a) erlangt die paläobiogeographische Signifikanz der Fauna eine besondere Relevanz, wobei die Faunen-Zusammensetzung auf enge Beziehungen zum Tepla-Barrandium am Gondwana-Nordrand hinweist. Nach einer ersten Publikation (U. FLICK 1999) wurden vor kurzem weitere Ergebnisse vorgestellt (U. FLICK 2018, 2021b). Daran anschließend soll in dieser Arbeit der Kenntnisstand zur Gruppe der Scutelluidae RICHTER & RICHTER, 1955 aus dem Greifenstein-Kalk der Typlokalität vorgestellt werden.

Im Greifenstein-Kalk sind von den Scutelluidae bislang die sieben Taxa *Sagittapeltis triangularis* KIM, 1997, *Paralejurus dormitzeri cunabulorum* n. ssp., *Scabriscutellum* (subg. indet.) *elongatum greifensteinense* n. ssp., *Sc.* (subg. indet.) sp. cf. *holynense* ŠNAJDR, 1960, *Sc.* (*Rheiscutellum*?) n. sp. B aff. *caelebs* (BARRANDE, 1852), *Sc.* (*Rh.*?) aff. *oblongum* (HAWLE & CORDA, 1847) sowie *Thysanopeltis speciosa* HAWLE & CORDA, 1847 nachgewiesen, womit sie ebenfalls eine ungewöhnlich hohe Diversität aufweisen. Auffällig ist dabei der hohe Übereinstimmungsgrad in der Faunenzusammensetzung insbesondere mit dem gleichaltrigen Suchomasty-Kalk aus Böhmen (vgl. hierzu Darstellung bei U. FLICK 2018 sowie Diskussion unten). Bedauerlicherweise liegen nur zu Belegmaterial aus der paläontologischen Sammlung der Universität Bonn (GPIBo) genauere stratigraphische Informationen vor. Eine Auseinandersetzung mit der Fauna unter einem stratigraphischen Gesichtspunkt ist somit nur sehr eingeschränkt möglich.

Allgemein stellen die Taxa der Scutelluidae innerhalb des Greifenstein-Kalks seltene Faunenelemente dar. Die zur Verfügung stehende Materialmenge ist entsprechend relativ gering, manche Taxa liegen nur in wenigen Einzelexemplaren vor. Erschwerend hinzu kommt die im Greifenstein-Kalk vorherrschende bruchstückhafte Erhaltung, für die die Scutelluidae aufgrund ihrer Morphologie in einem besonderen Maß präde-

stiniiert sind. Der Kenntnisstand zu den einzelnen Taxa wird durch diese Faktoren zum Teil ganz erheblich eingeschränkt. Im Rahmen seiner Dissertation an der Universität Frankfurt wurden durch RUNZHEIMER sämtliche seinerzeit bestehenden institutionellen Aufsammlungen aus dem Greifenstein-Kalk der Typlokalität gesichtet (RUNZHEIMER o. J., Teilveröffentlichung 1931). Seine Angaben zum Materialbestand geben somit auch Einblick in den einstigen Material-Umfang. Zwar gibt es einzelne Sammlungen, in die Verfasser noch nicht Einsicht nehmen konnte, es ist aber offensichtlich, dass früher auch zu den Scutelluiden deutlich umfangreicheres Material existiert hat, von dem ein Großteil vermutlich den Kriegswirren zum Opfer gefallen ist. Unstimmigkeiten in den Angaben sind dabei möglicherweise Hinweis darauf, dass Einzelstücke in der Sammlung des Forschungsinstituts Senckenberg/Frankfurt am Main (SMF) verblieben sind.

Neben dem Greifenstein-Kalk der Typ-Lokalität gibt es noch weitere Karbonat-Vorkommen, die traditionell dem Greifenstein-Kalk zugeordnet worden sind, vornehmlich der sogenannte Greifenstein-Kalk von (Bad Endbach-)Günterod im Lahn-Dill-Gebiet sowie der Greifenstein-Kalk von Bad Wildungen im Kellerwald. In Bezug auf deren Stellung und genaue Faunen-Führung bestehen jedoch große Unklarheiten, und gerade hinsichtlich der oben genannten beiden Karbonate ist von einer Zugehörigkeit zur Bicken-Ense-Decke auszugehen (vgl. Ausführungen in Kap. 2, Zu Fundort und Fundschichten). Zur Klärung des Hintergrunds besagter Karbonate ist eine systematische Erfassung ihrer Fauna notwendig, soweit dies die Umstände zulassen. Aus Aufsammlungen vor allem von Rudolf und Emma RICHTER liegen in der Sammlung des Forschungsinstituts Senckenberg/Frankfurt aus dem sogenannten Greifenstein-Kalk von Günterod Funde von *Paralejurus* aff. *applanatus* (NOVÁK, 1890), *Scabriscutellum* (subg. indet.) sp. A sowie *Sc.* (*Rheiscutellum*?) n. sp. C aff. *caelebs* (BARRANDE, 1852) vor. Als ein erster Schritt zu einer besagten systematischen Erfassung dieser Fauna sollen diese Funde ebenfalls hierin dargestellt und besprochen werden.

Das Belegmaterial dieser Arbeit entstammt im Wesentlichen der Sammlung des Forschungsinstituts Senckenberg/Frankfurt (SMF) und der Sammlung des Geologisch-Paläontologischen Instituts der Universität Bonn (GPIBo). Material aus der Sammlung des Verfassers wird, soweit nicht anders vermerkt, in der Sammlung des Hessischen Landesamts für Naturschutz, Umwelt und Geologie (HLNUG) in Wiesbaden hinterlegt.

2 Zu Fundort und Fundschichten

Auf Fundort und Fundschichten des Greifenstein-Kalks der Typlokalität wurde an anderer Stelle bereits mehrfach eingegangen (siehe U. FLICK 1999 sowie 2018), weswegen an dieser Stelle auf eine ausführliche Darstellung verzichtet wird. Bei dem Fundort handelt es sich um das Vorkommen „In der Wiege“ bei Greifenstein bei Herborn (Lahn-Dill-Kreis), einem als Naturdenkmal unter Schutz gestellten Schurf, der mittlerweile weitgehend verfallen ist (zur Lage innerhalb des Lahn-Dill-Gebiets siehe Abb. 1). Der ehemals dort aufgeschürfte Greifenstein-Kalk stellt eine Karbonatlinse dar, die in die der Hörre-Decke zugehörigen Ulmbach-Formation eingeschuppt ist (siehe NESBOR 2021, FLICK & NESBOR 2021a). Das Vorkommen wird als Teil der Steinhorn-Decke angesehen (s. Neuaufgabe Blatt Herborn, H. FLICK 2012), für die durch Provenienz-Analysen aus klastischen Sedimenten eine Herkunft aus dem Armorikanischen Terran-Ensemble nachgewiesen ist (vgl. ECKELMANN et al. 2014, NESBOR 2021). Durch die paläobiogeographischen Beziehungen der Trilobiten-Fauna liegt dabei eine Herkunft im geographischen Umfeld des Tepla-Barrandiums nahe (siehe U. FLICK 2018).

Der Greifenstein-Kalk selbst ist sehr heterogen und findet sich als Crinoidenschutt- wie auch als Schlammkalk ausgebildet, dessen Farbspektrum von grau und fleischfarben bis weinrot reichen kann. Untersuchungen zur Karbonatfazies wurden von DIETRICH (1985) vorgestellt. Durch Dacryoconariden sind die *richteri*- bis *procera*-Zone nachgewiesen. Der Greifenstein-Kalk erstreckt sich somit vom Ober-Emsium im Unterdevon bis zum Unter-Eifelium im Mitteldevon (vgl. hierzu G. ALBERTI 1985).

Ein weiteres, südlich von der Typlokalität gelegenes Vorkommen von Greifenstein-Kalk an der Ulmtalsperre wurde mit Spritzbeton versiegelt und lässt sich darum nicht mehr überprüfen. Entgegen den Angaben von RUNZHEIMER (o. J.) sowie (1931) sprechen die Umstände jedoch gegen eine direkte Fortsetzung des Vorkommens der Typlokalität. Vermutlich stellte dieses Vorkommen eher ein weiteres Relikt der gleichen Decken-Einheit dar.

Von den früheren Bearbeitern werden drei weitere Vorkommen dem Greifenstein-Kalk zugeordnet. Dabei handelt es sich um den sogenannten Greifenstein-Kalk von Günterod und Weipoltshausen im Lahn-Dill-Gebiet, sowie von der Ense bei Bad Wildungen im Kellerwald (zum Vorkommen von Günterod siehe KAYSER & HOLZAPFEL 1894, zu Weipoltshausen HERRMANN 1911 sowie zum Vorkommen bei Bad Wildungen DENCKMANN 1895 und LOTZ 1901). Tatsächlich nennen KAYSER & HOLZAPFEL (1894) noch ein weiteres Vorkommen bei Ballersbach, doch lässt sich dies nicht mehr weiter spezifizieren und findet sich später auch nicht wieder in der Literatur aufgeführt.

Die Zuordnung zum Greifenstein-Kalk erfolgte jeweils auf Grundlage gewisser petrographischer sowie faunistischer

Übereinstimmung mit dem Vorkommen der Typlokalität. Dabei wird bei ersterem Aspekt die sehr weite Fassung der Definition des Greifenstein-Kalks durch KAYSER & HOLZAPFEL (1894) eine Rolle gespielt haben, letzterer Aspekt spiegelt den Wissensstand der damaligen Zeit wider. Wie weiter unten näher ausgeführt, ist mit einer Zugehörigkeit zur Bicken-Ense-Decke zu rechnen.

Bei einer Begehung des Vorkommens von Weipoltshausen musste festgestellt werden, dass das Vorkommen, das bereits bei HERRMANN (1911) lediglich als kleinräumige Karbonatlinse beschrieben wird, offensichtlich bei Erweiterungsarbeiten für einen Forstweg vollständig abgetragen wurde. Eine Revision der Fauna mag zwar noch in einem begrenzten Rahmen auf Basis alter Aufsammlungen möglich sein, eine vertiefte Auseinandersetzung mit diesem Vorkommen ist unter diesen Umständen aber kaum mehr möglich.

Was die anderen Vorkommen sog. Greifenstein-Kalks anbelangt, handelt es sich bei dem Material aus Günterod um einen grauen, grobkörnigen sowie spätigen Kalk, während der von Bad Wildungen einen mikritischen Flaserkalk darstellt, dessen Farbspektrum von hellgrau bis rot reicht. Letzterer wird bereits in der Bearbeitung der GK 25 4820 Bad Wildungen nicht mehr als Greifenstein-Kalk bezeichnet, sondern mit dem Ballersbach-Kalk zusammengefasst (HORN et al. 1973). Beide Karbonate sind vom Greifenstein-Kalk der Typlokalität auch petrographisch deutlich unterscheidbar. Der von Günterod entstammt wohl einer oder mehrerer Karbonatlinsen aus dem Umfeld der von HUCKRIEDE (1992) im Zusammenhang mit dem Baryt-Lager von Günterod beschriebenen Debris-Flow-Sedimente. Es ist bislang jedoch nicht gelungen, den oder die Fundpunkte im Gelände zu identifizieren, vermutlich existiert das Vorkommen nicht mehr (zur Lage von Günterod innerhalb des Lahn-Dill-Gebiets sei ebenfalls auf Abb. 1 verwiesen). Beim Vorkommen von Bad Wildungen handelt es sich um Ackerlesefunde von der klassischen Fundstelle der Ense.

Sowohl bei Günterod als auch bei Bad Wildungen steht der sogenannte Greifenstein-Kalk mit dem Ballersbach- sowie Günterod-Kalk der Bicken-Ense-Decke in Zusammenhang, weswegen besagte Karbonate ebenfalls als Bestandteile der Bicken-Ense-Decke zu interpretieren sind, wie das für das Vorkommen von Bad Wildungen bereits erfolgt (FLICK & NESBOR 2021b). Es liegt unter diesen Umständen nahe, dass sie eine eigene Faziesausbildung des gleichen Ablagerungsraums darstellen. Auch hinsichtlich der von Verfasser begonnenen Auseinandersetzung mit der Trilobiten-Fauna der Karbonate der Bicken-Ense-Decke (siehe U. FLICK 2021a) ist somit eine Klärung der genauen Faunenführung von besonderem Interesse, da diese Rückschlüsse auf die Beziehungen der Karbonate untereinander sowie auf den Ablagerungsraum selbst verspricht. Die genaue stratigraphische Erstreckung ist für beide Vorkommen unsicher. Aus Proben mit *Chotecops auspex* (CHLUPÁČ,

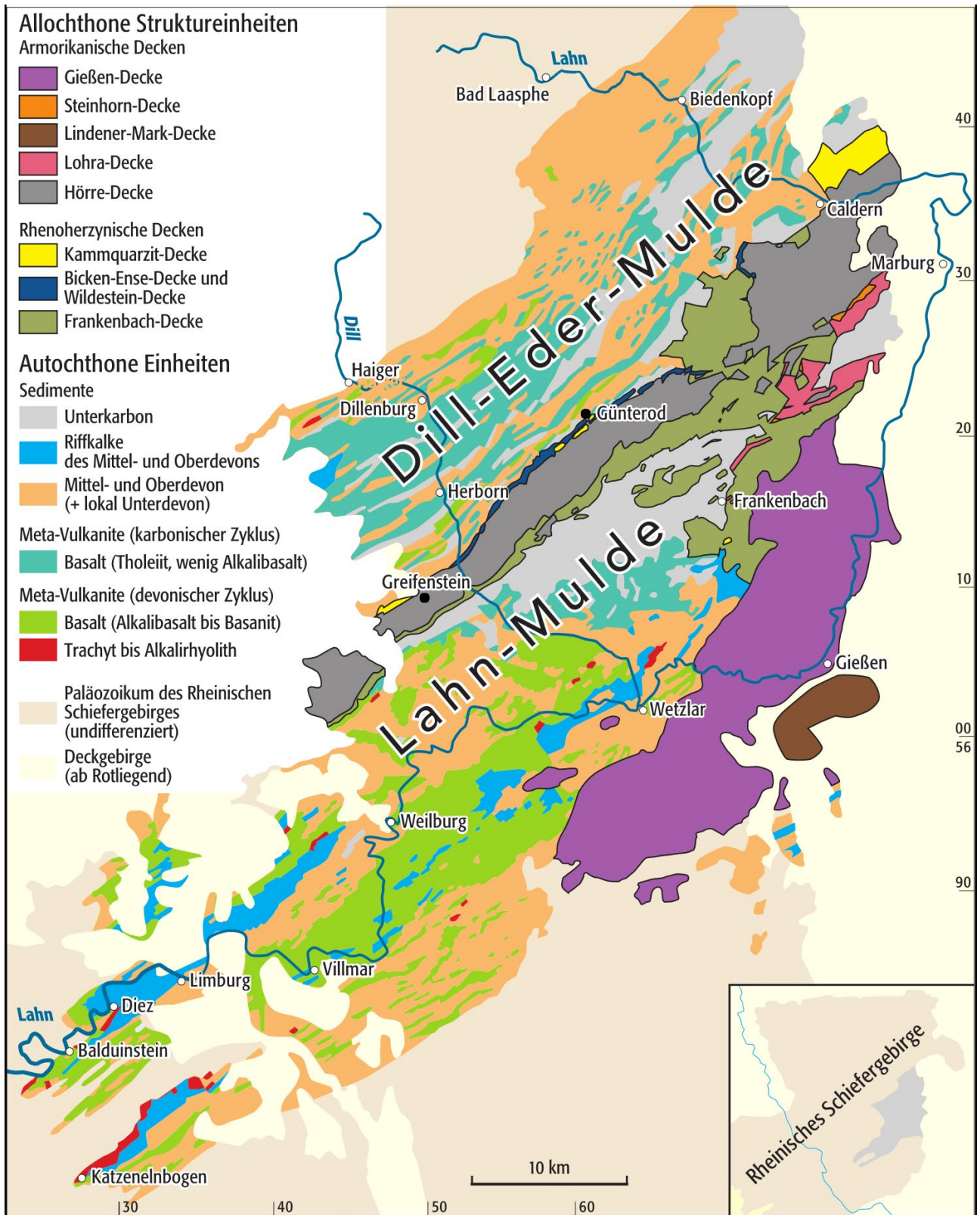


Abb. 1: Geologische Karte des Lahn-Dill-Gebietes mit Kennzeichnung der Ortslage von Greifenstein und (Bad Endbach-)Günterod (ergänzt aus FLICK & NESBOR 2021).

1971) aus dem sog. Greifenstein-Kalk von Bad Wildungen liegt Verfasser *Nowakia (Maurerina) procera* (MAURER, 1880) vor, womit eine Einstufung in die *procera*-Subzone der Dacryocorarien-Chronologie im Unter-Eifelium möglich ist. Aus den Aufsammlungen von Rudolf und Emma RICHTER aus dem sog. Greifenstein-Kalk von Günterod liegt weiterhin *Chotecops hoseri* n. ssp. A vor, was in Übereinstimmung mit der stratigraphischen Verbreitung der nominotypischen Unterart im böhmischen *Acanthopyge*-Kalk für ein vergleichbares Alter spricht (vgl. hierzu U. FLICK 2021c). Angesichts der Kenntnisse zur Faunenführung, es treten jeweils auch mit dem stratigraphisch älteren böhmischen Suchomasty-Kalk assoziierbare Taxa auf, liegt jedoch für beide Vorkommen ein Einsetzen bereits im Emsium im Unterdevon nahe, womit sie eine vergleichbare stratigraphische Erstreckung aufweisen würden wie der Greifenstein-Kalk der Typlokalität. Gleichmaßen bedeutete dies eine stratigraphische Überlappung sowohl mit dem Ballersbach- als auch dem Günterod-Kalk. Angesichts der petrographischen Unterschiede wie auch des offensichtlich abweichenden geologischen Hintergrunds ist eine nominelle Trennung

der beiden Karbonate von Günterod und Bad Wildungen vom Greifenstein-Kalk der Typlokalität erforderlich.

Von GOLDMANN (1969) wird ein weiteres Vorkommen von Greifenstein-Kalk bei Ehringshausen-Daubhausen im Lahn-Dill-Gebiet beschrieben. Angesichts der abweichenden petrographischen Ausbildung der größtenteils nur in Lesesteinen vorliegenden Karbonate, des mangelnden Makrofossilinhalts sowie der stratigraphischen Reichweite des Profils bis in das tiefe Oberdevon (Frasnium) erscheint eine Zugehörigkeit zum Greifenstein-Kalk äußerst zweifelhaft.

Darüber hinaus wurde von KOCH (1898) ein Karbonat-Vorkommen am Schweng bei Wernigerode im Harz mit dem Greifenstein-Kalk assoziiert. Der Zusammenhang wird jedoch bereits von ERBEN (1953) verworfen. ERBEN sowie später darauf basierend H. ALBERTI (1968) verwenden den Begriff Greifenstein-Kalk wie auch Ballersbach-Kalk in Bezug auf die Hercyn-Kalke im Harz ausschließlich als Faziesbezeichnungen, die keine Zusammengehörigkeit der Karbonat-Vorkommen implizieren.

3 Systematischer Teil

Bemerkung: Bei der morphologischen Terminologie orientiert sich Verfasser an üblichen Gepflogenheiten, im Wesentlichen sei hierzu jedoch auf die Interpretation durch ARCHINAL (1994) verwiesen.

Ordnung **Corynexochida** KOBAYASHI, 1935
Familie **Scutelluidae** RICHTER & RICHTER, 1955
Unterfamilie **Kolihapeltinae** VANĚK, 1998

***Sagittapeltis* KIM, 1997**

Typusart: *Sagittapeltis triangularis* KIM, 1997.
Diagnose: FEIST & CHATTERTON (2015): 274.

***Sagittapeltis triangularis* KIM, 1997**

Abb. 2-3, Taf. 1, Fig. 1-3

Holotypus: Pygidium KIM 772 (GPIBo) abgebildet bei KIM (1997) Taf. 10, Fig. 3.

Locus typicus: Schurf „In der Wiege“ bei Greifenstein/Hörre, Bl. 5315 Herborn.

Stratum typicum: Greifenstein-Kalk, Horizont bei 3,20 m im Profil nach SIEHL (1962), *richteri*-Zone nach G. ALBERTI (1985), Ober-Emsium/Unterdevon.

Material: Die Crania SMF 13105, SMF 58555, das Cranium leg. MAURER SMF 97131, mehrere Cranium-Fragmente Slg. Verfasser vom Locus typicus.

Diagnose: FEIST & CHATTERTON (2015): 274-275.

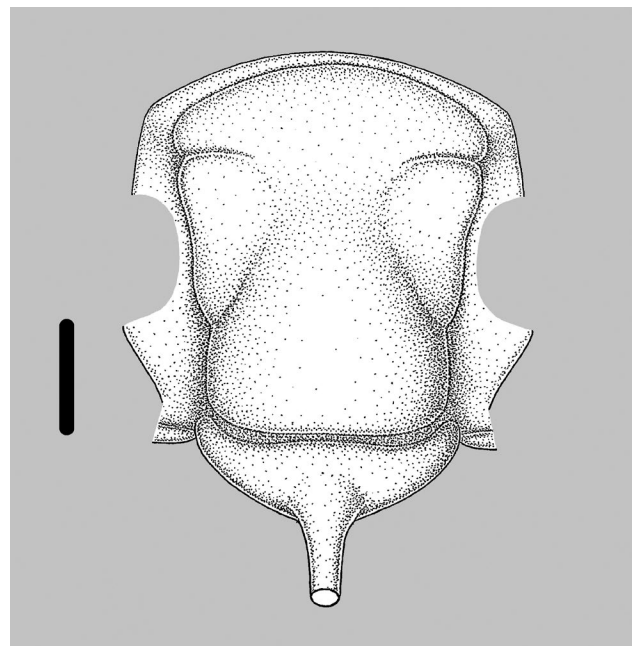


Abb. 2: *Sagittapeltis triangularis* KIM, 1997. Greifenstein-Kalk, Grenzbereich Unter-/Mitteldevon, Greifenstein. Rekonstruktion des Craniums mit den bekannten Partien der Festwange auf Basis der Morphologie der Langform. Maßstab 5 mm.

Diskussion: Seit KIM (1997) hat das Taxon wiederholt eine Bearbeitung durch BASSE et al. (2007) sowie FEIST & CHATTERTON (2015) erfahren. Ergänzende Angaben zur Cranidialmorphologie finden sich weiterhin bei BASSE et al. (2019). Aus diesem Grund wird hier auf eine detaillierte Darstellung des Taxons verzichtet.

BASSE et al. (2007) weisen auf die Variabilität bei der Ausbildung der S3 hin, BASSE et al. (2019) wiederum auf die Präsenz von Lang- und Kurzformen. Aus letzterem Phänomen schließen sie auf die Anwesenheit zweier Taxa im Greifenstein-Kalk der Typlokalität, wobei sie auf Basis einer fehlenden Beobachtung entsprechender intraspezifischer Variabilität bei anderen Vertretern der Kolihapeltinae argumentieren. Bei einer Betrachtung der bislang bekannt gewordenen Cranidia dieses Taxons (siehe hierzu *Kolihapeltis* cf. *linguata* bei KIM 1997 sowie die Darstellungen zu *triangularis* bei BASSE et al. 2007, FEIST & CHATTERTON 2015, BASSE et al. 2019 sowie hierin) fällt jedoch auf, dass die Proportionen der Glabella und insbesondere des Medianlobus allgemein einer gewissen Variabilität unterworfen sind, es mitunter also auch Übergänge gibt, wobei kein eindeutiger Zusammenhang zur Größe feststellbar ist. Zudem scheint dieses Phänomen nicht mit der unterschiedlichen Ausbildung der S3 zu korrelieren. Des Weiteren ist auch die sagittale Länge des Anterolaterallobus gewissen Schwankungen unterworfen. Angemerkt werden muss hierzu außerdem, dass die Zuordnung des Cranidiums SMF 13105 (BASSE et al. 2007: Taf. 4, Fig. 18, BASSE et al. 2019: Taf. 2, Fig. 5, hierin Taf. 1, Fig. 3 sowie Abb. 3) zur Kurzform problematisch ist. Dieses Taxon weist nicht nur so schon einen recht langen Medianlobus auf, der Hinterrand ist darüber hinaus abgebrochen, so dass davon ausgegangen werden muss, dass der vorliegende Fund die Länge des Medianlobus nicht zur Gänze wiedergibt.

Vergleicht man das morphologisch *triangularis* am nächsten stehende Taxon *Sag. tytia* (ŠNAJDR, 1989) aus dem böhmischen Suchomasty-Kalk, von dem leider nur sehr wenige Abbildungen existieren, so ist aus den Abbildungen bei ŠNAJDR (1989) ersichtlich, dass *tytia* ebenfalls eine gewisse Variabilität bezüglich der Ausbildung der S3 wie auch der Proportionen des Medianlobus aufweist. Bedauerlicherweise geht ŠNAJDR trotz Vorliegen einer größeren Materialmenge nicht weiter auf den Aspekt der morphologischen Variabilität ein. Jedoch selbst bei den beiden bei FEIST & CHATTERTON (2015) dargestellten Cranidia zur bislang stratigraphisch ältesten beschriebenen Art *Sag. belkai* FEIST & CHATTERTON, 2015 aus der Kess-Kess-Formation des Unter-Emsiums Südmarokkos sind Unterschiede bei der Ausbildung der S3 sowie den Proportionen des Medianlobus erkennbar. Offensichtlich ist damit eine intraspezifische Variabilität dieser Merkmale bei *Sagittapeltis* keineswegs ungewöhnlich, weswegen Verfasser auch für *triangularis* das Vorliegen intraspezifischer Variabilität für wesentlich wahrscheinlicher hält.

Verfasser möchte des Weiteren die Aufmerksamkeit auf einen Teil der Cranidialmorphologie lenken, der bislang wenig

Berücksichtigung gefunden hat. Wie bereits bei BASSE et al. (2007) angemerkt, sind die Festwangen im Regelfall großflächig abgebrochen. Dennoch lassen die bekannten Fragmente gewisse Rückschlüsse zu. Die oben bereits erwähnte *Sag. belkai* stellt das einzige Taxon von *Sagittapeltis* dar, von dem zum jetzigen Zeitpunkt der vollständige Bau der Festwangen bekannt ist. Bei *belkai* liegt der Punkt γ der Facialsutur etwa auf Höhe der Mitte (sag.) des Cranidiums. Entsprechend ist der relativ kurze Palpebrallobus deutlich in der hinteren Hälfte positioniert. Hingegen ist im Vergleich bei *Sag. triangularis* der Hinterast der Facialsutur verlängert, gleichzeitig der Vorderast ganz offensichtlich verkürzt (siehe hierzu insbesondere das Cranidium leg. MAURER SMF 97131 Taf. 1, Fig. 1 hierin, die Cranidia KIM 761 sowie 762 (GPIBo) KIM 1997: Taf. 10, Fig. 1–2 wie auch das Cranidium coll. MÜLLER M-1999 BASSE et al. 2007: Taf. 4, Fig. 14–16 sowie erneut BASSE et al. 2019: Taf. 2, Fig. 2). Die Länge des Abschnitts zwischen den Punkten γ und ϵ der Facialsutur ist anhand der bekannten Funde nicht zu ermitteln, weswegen kein Rückschluss auf die tatsächliche Größe des Palpebrallobus möglich ist. Es ist aber ersichtlich, dass der Palpebrallobus etwa auf Höhe der sagittalen Mitte des Cranidiums oder sogar davor gelegen haben muss, und somit merklich weiter vorne positioniert war als bei *Sag. belkai*. FEIST & CHATTERTON (2015) stellen vorbehaltlich ein Festwangen-Fragment zu *triangularis*, das jedoch nicht abgebildet wird. In ihrer Beschreibung erwähnen sie ein hohes Sehfeld, was in Übereinstimmung steht mit dem erkennbaren starken abaxialen Anstieg der Festwange zum Palpebrallobus. Auf die sagittale Länge des Sehfelds, die Rückschlüsse auf die Größe des Palpebrallobus erlauben würde, wird allerdings nicht eingegangen. Für die bei ŠNAJDR (1989) dargestellten Exemplare der böhmischen *Sag. tytia* gilt gleichermaßen, dass die Festwangen großflächig abgebrochen sind. Allerdings legen hier die Rudimente der Festwange sowie die Art der Bruchstellen ebenfalls kürzere Vorderäste der Facialsutur sowie eine Positionierung des Palpebrallobus um die sagittale Mitte des Cranidiums nahe, womöglich aber wohl etwas weiter hinten als bei *triangularis*.

Einen morphologischen Sonderfall stellt das weiter oben bereits erwähnte Cranidium SMF 13105 dar. Die Festwange steigt nach α unmittelbar stark zu β hin an. Die kreisrunde Bruchstelle lässt nur den Schluss zu, dass in diesem Bereich tatsächlich mehr oder weniger unmittelbar der Palpebrallobus ansetzte, der Palpebrallobus entsprechend sehr weit vorne positioniert gewesen sein muss. Angesichts des Umstands, dass bei den meisten Exemplaren die Position des Palpebrallobus nicht mehr erkennbar ist, sind keine Rückschlüsse möglich, ob hinsichtlich dieses Merkmals eine allgemeine intraspezifische Variabilität vorliegt. Auch die anteriore Verlagerung des Palpebrallobus als evolutive Tendenz innerhalb *triangularis* erscheint denkbar. Ohne ergänzende Informationen gerade auch zur Stratigraphie bleibt dies jedoch zwangsläufig Spekulation. Eine derart deutlich anteriore Positionierung des Palpebrallo-

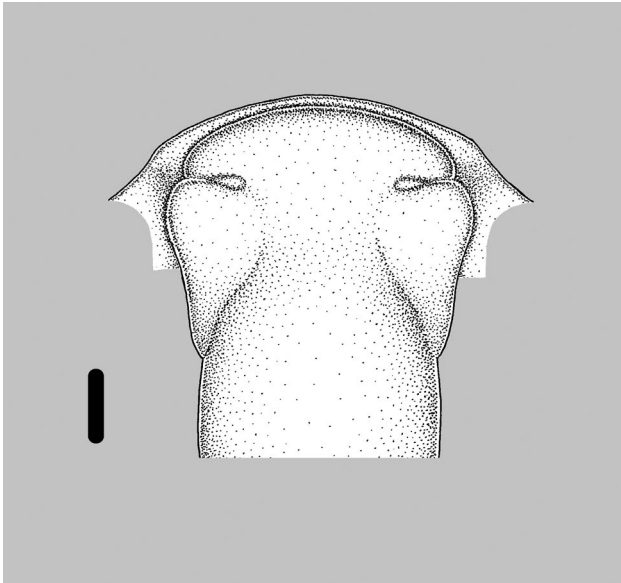


Abb. 3: Rekonstruktion des Cranidiums SMF 13105 durch symmetrische Ergänzung, posteriores Ende des Anterolaterallobus sowie Dorsalfurchen am Medianlobus geschätzt. Greifenstein-Kalk, Grenzbereich Unter-/Mitteldevon, Greifenstein. Maßstab 5 mm.

bus ist bei den Vertretern der Scutelluidae ungewöhnlich. Ein vergleichbares Beispiel stellt möglicherweise *Ancyropyge sola* CHLUPÁČ, 1992 aus vermutlich unterem Givetium Mährens dar, wobei hier eine Fehlinterpretation auf Basis der unvollständig erhaltenen Festwange nicht zur Gänze auszuschließen ist (zu *A. sola* siehe CHLUPÁČ 1992, zum Vergleich zu den anderen Taxa des Genus ORMISTON 1967). Eine derartige Verlagerung des Auges geht zwangsläufig mit deutlichen Veränderungen hinsichtlich des Sehfelds einher. Hierfür erscheint nur die Adaption an ökologische Notwendigkeiten wie z. B. bei einer Spezialisierung der Lebensweise oder die Adaption an einen speziellen Lebensraum als Ursache denkbar.

Das Cranidium SMF 13105 weist allerdings auch darüber hinaus verschiedene morphologische Besonderheiten auf. Der Anterolaterallobus ist merklich convex und ragt im Gegensatz zu den anderen bekannten Cranidia deutlich lateral über den Frontallobus hinaus. Der Frontallobus wiederum ist in Länge und Breite verkleinert, dafür aber stärker gewölbt und fällt vergleichsweise steil zum Stirnsaum ab (siehe Taf. 1, Fig. 3, zum Vergleich siehe Fig. 1-2). Angesichts dieser Merkmalskombination kann nicht ausgeschlossen werden, dass dieses Cranidium tatsächlich ein eigenes Taxon repräsentiert. Ohne ergänzende Funde ist hierzu jedoch kein abschließendes Urteil möglich, weswegen auf eine Abtrennung von *triangularis* verzichtet wird.

Sag. triangularis und *Sag. titya* stehen einander morphologisch sehr nahe. Legt man bei *triangularis* die dominierende Langform zu Grunde, teilen beide eine längliche Glabella mit einem langen, leicht tropfenförmigen Medianlobus. Soweit

dies anhand der Abbildungen bei ŠNAJDR (1989) beurteilbar ist, könnte er bei *titya* stärker gewölbt sein als bei *triangularis*. Des Weiteren scheinen die Dorsalfurchen bei *titya* nach vorne stärker zu divergieren, die Anterolateralloben, deren sagittale Länge bei *triangularis* merklich variieren kann, tendenziell kürzer zu sein. Die Palpebralloben liegen zudem möglicherweise etwas weiter hinten. Das Pygidium zu *titya* ist bislang nicht beschrieben worden. Zu einem näheren Vergleich mit *triangularis* bedarf es weiterhin einer besseren Kenntnis zur Variabilität des Taxons.

Sag. belkai ist mit einem kürzeren, eher tonnenförmigen Medianlobus, dem langen Anterolateralloben sowie den anterior weniger divergierenden Dorsalfurchen gut unterscheidbar, zudem ist der Medianlobus höher gewölbt (*sag.*) als bei *triangularis*. Auch ist bei *triangularis* im Gegensatz zu *belkai* kein Lateraleindruck auf den Festwangen mehr erkennbar. Ein bei VANĚK (1998) dargestelltes unvollständiges Cranidium aus dem böhmischen Chýnec-Kalk (*Andegavia titya* sensu VANĚK 1998, *Sag. sp. aff. belkai* sensu FEIST & CHATTERTON 2015) ist mit der marokkanischen *belkai* etwa gleichaltrig. Morphologisch scheint es zwischen *belkai* auf der einen Seite sowie *titya* und *triangularis* auf der anderen Seite zu vermitteln, wobei es wohl letzteren näher steht. Verfasser hält es für wahrscheinlich, dass darin die Stammform zu *titya* und *triangularis* repräsentiert ist. Ein von LÜTKE (1965) lediglich als Zeichnung wiedergegebenes unvollständiges Cranidium aus dem Unter-Emsium des Harzes (*Kolithapeltis* sp. [aff. *linguata* (NOVÁK, 1884)] sensu LÜTKE 1965, ?*Sagittapeltis* sp. H sensu BASSE et al. 2019) wirkt *belkai* recht ähnlich. Auffällig ist auch hier der offensichtlich relativ kurze Medianlobus. Angesichts dessen ist es denkbar, dass es sich bei den sogenannten Kurzformen von *triangularis* um die Ausbildung eines ursprünglichen Merkmals handelt. Ein von NOVÁK (1890) aus vermutlich Günterod-Kalk von Günterod als *Bronteus brevifrons* beschriebenes unvollständiges Cranidium dürfte, wie von BASSE et al. (2019) angemerkt, sicherlich zu *Sagittapeltis* gehören, eine nähere Beurteilung ist jedoch auf Basis der Darstellung nicht möglich. Zu diesem Fund muss angemerkt werden, dass hinsichtlich seines Fund-Stratums eine gewisse Unsicherheit herrscht. NOVÁK gibt hierzu den sogenannten Greifenstein-Kalk von Günterod an, wohingegen KAYSER & HOLZAPFEL (1894) das Taxon in einer Fossilliste für den Günterod-Kalk von Günterod führen (siehe KAYSER & HOLZAPFEL 1894: S. 487). Da die Informationen zu den Fundorten bei NOVÁK im Wesentlichen auf Mitteilungen KAYSERS basieren, sollten die Angaben von KAYSER & HOLZAPFEL als zuverlässiger anzusehen sein. Die Beschreibung der Matrix bei NOVÁK entspricht aber viel eher dem sogenannten Greifenstein-Kalk, so dass eine Herkunft aus diesem nicht ausgeschlossen werden kann.

Lediglich für das Belegmaterial zu KIM (1997) (GPIBo) liegen noch stratigraphische Informationen vor. Das Holotyp-Pygidium KIM 772 entstammt gemäß den Aufzeichnungen von KIM, wie beim Stratum typicum bereits ausgeführt, dem Horizont

bei 3,20 m im Profil nach SIEHL (1962), was gemäß G. ALBERTI (1985) der *richteri*-Zone der Dacryoconariden-Chronologie im Ober-Emsium entspricht. Das Cranidium KIM 761 entstammt dem Horizont bei 9,00 m, das Cranidium KIM 762 dem Horizont bei 8,80–90 m. G. ALBERTI nennt aus diesem Bereich *Nowakia* (*Nowakia*) *maureri* ZAGORA, 1962, womit er dem ho-

hen Ober-Emsium oder dem Grenzbereich Emsium/Eifelium zuzurechnen sein müsste. Für alle weiteren Exemplare des Taxons sind keine stratigraphischen Informationen verfügbar.

Vorkommen: Bislang nur im Greifenstein-Kalk der Typlokalität, Grenzbereich Emsium/Eifelium, Unter-/Mitteldevon.

Unterfamilie Paralejurinae PILLET, 1972

Paralejurus HAWLE & CORDA, 1847

Typusart: *Bronteus campanifer* BEYRICH, 1845.

Diagnose: SCHRAUT & FEIST (2004): 714.

Paralejurus dormitzeri (BARRANDE, 1852)

Diagnose: Eine Diagnose im modernen Sinn wurde für das Taxon bislang nicht erstellt. ŠNAJDR (1960) gibt nur eine Beschreibung.

Zeit und Raum: Grenzbereich Emsium/Eifelium, Unter-/Mitteldevon, sicher belegt bislang nur für Böhmen sowie Greifenstein/Rheinisches Schiefergebirge.

Unterarten: *P. dormitzeri dormitzeri* (BARRANDE, 1852), *P. dormitzeri cunabulorum* n. ssp. Die Taxa *P. applanatus* (NOVÁK, 1890) und *P. rehamnanus* G. ALBERTI, 1970 wurden ursprünglich als Unterarten von *dormitzeri* aufgestellt, werden mittlerweile allerdings als selbstständige Taxa gewertet. Das von FEIST (1974) als *P. dormitzeri* cf. *dormitzeri* aus der Montagne Noire beschriebene Material kommt *dormitzeri* morphologisch sehr nahe, zeigt aber einen auffällig schmalen (tr.) Medianlobus. Vermutlich stellt es darum ein eigenes Taxon dar, die genaue Stellung zu *dormitzeri* wird aber erst mit einer besseren Kenntnis beurteilt werden können. Von KIELAN (1954) sowie OSMÓLSKA (1957) wurden weiterhin Funde von *Paralejurus* aus dem Mitteldevon des Heiligkreuzgebirges als *Paralejurus dormitzeri* cf. *dormitzeri* bzw. *P. dormitzeri dormitzeri* beschrieben. Für ersten Fund stellt bereits ŠNAJDR (1960) fest, dass keine Identität mit den tschechischen Funden besteht. Das Cranidium zeichnet sich durch sehr stark divergierende Dorsalfurchen, einen deutlich gerundeten Frontallobus, stark reduzierte Glabellafurchen sowie kurze (sag.) Palpebralloben aus. Zwar ist die Kenntnis dieses Taxons nicht ausreichend, eine nahe Verwandtschaft zu *dormitzeri* scheint aber eher unwahrscheinlich. Letzterer Fund zeichnet sich ebenfalls durch stark divergierende Dorsalfurchen, kurze (sag.) Palpebralloben sowie durch eine auf dem Steinkern stark ausgeprägte Segmentierung und Skulpturierung aus. Für eine nähere Beurteilung ist der Fund zu unvollständig, Identität mit *dormitzeri* besteht aber sicher nicht.

Paralejurus dormitzeri cunabulorum n. ssp.

Abb. 4–5, Taf. 2, Fig. 1–4, Taf. 3., Fig. 1–2

Derivatio nominis: Genitivierung von *cunabula* (lat., n. pl.) = Wiege. Anspielung auf den Flurnamen der Typlokalität „In der Wiege“.

Holotypus: Das Cranidium in teilweiser Schalenerhaltung auf Taf. 2, Fig. 1 SMF 97132.

Locus typicus: Schurf „In der Wiege“ bei Greifenstein/Hörre, Bl. 5315 Herborn.

Stratum typicum: Greifenstein-Kalk, genauer Horizont unbekannt, Unter-Eifelium/Mitteldevon.

Material: Neben dem Holotypus das Cranidium SMF 97133, das Cranidium-Fragment SMF 97134, das Pygidium in Positiverhaltung SMF 97135 sowie das Pygidium in Positiv- und Negativerhaltung SMF 97136, das Cephalon KIM 821 (GPIBo) sowie eine Freiwange, eine Pleure und mehrere Pygidium-Fragmente Slg. Verfasser aus dem Greifenstein-Kalk der Typlokalität.

Diagnose: Cranidium anterior leicht abgestutzt. Frontallobus der Glabella gerundet, subtrapzoid, Segmentierung der Glabella sehr stark reduziert, selbst auf dem Steinkern nur noch undeutlich zu erkennen. Posteriores Ende des Medianlobus sowie Occipitalring nur schwach von der Occipitalfur-

che abgesetzt, Occipitalfurche sehr seicht. Auf dem Pygidium Interpleuralfurchen seicht, nicht auf den Randsaum übergreifend. Mittelrippe relativ breit. Terrassenlinienskulptur adaxial zur Rhachis hin sukzessive reduziert, Rhachis sowie Feld um die Rhachis skulpturlos.

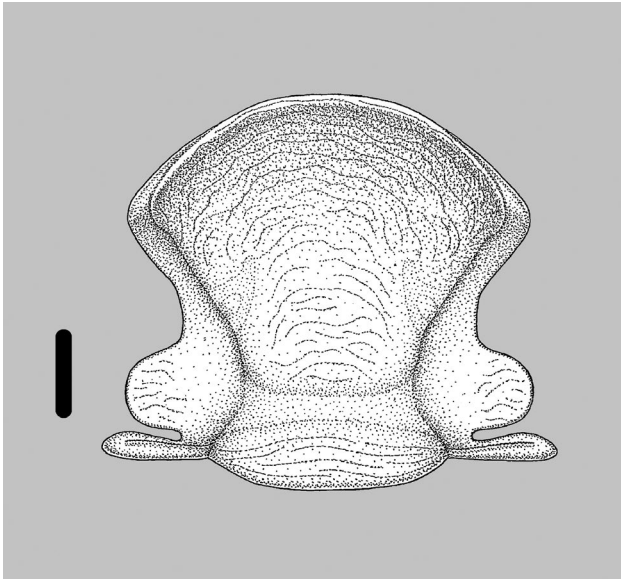


Abb. 4: *Paralejurus dormitzeri cunabulorum* n. ssp. Greifenstein-Kalk, Grenzbereich Unter-/Mitteldevon, Greifenstein. Rekonstruktion des Cranidiums, Skulptur der Glabella teilweise rekonstruiert auf Basis des Steinkerns. Maßstab 5 mm.

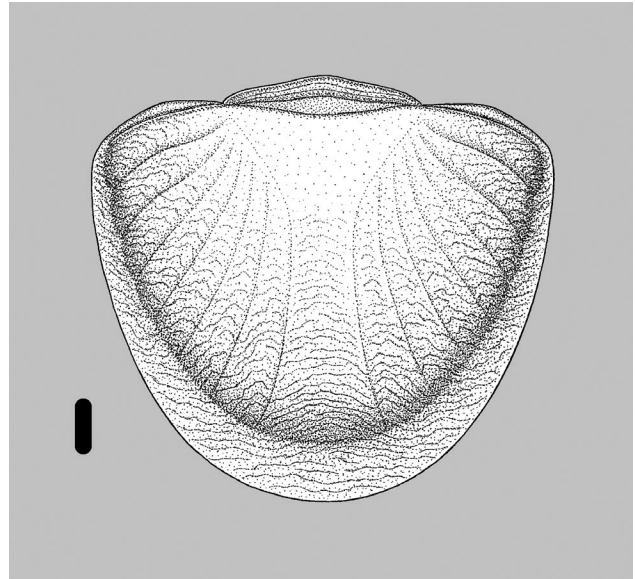
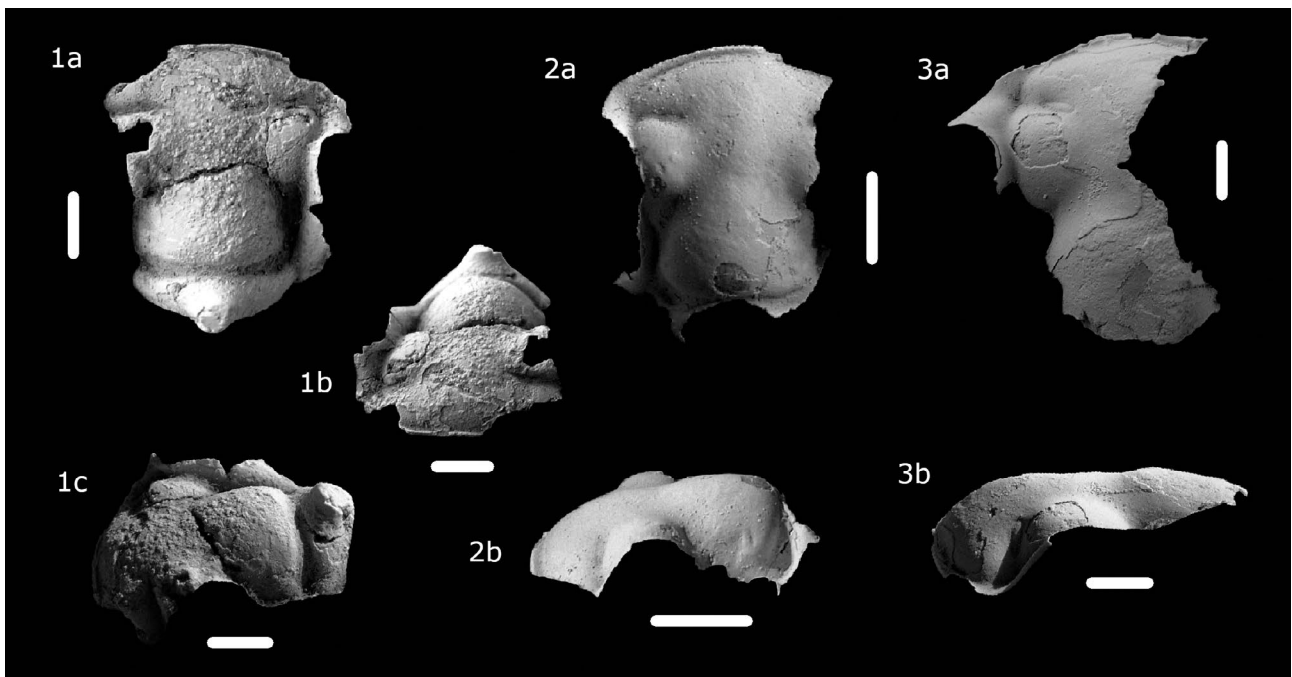


Abb. 5: *Paralejurus dormitzeri cunabulorum* n. ssp. Greifenstein-Kalk, Grenzbereich Unter-/Mitteldevon, Greifenstein. Rekonstruktion des Pygidiums, im Wesentlichen basierend auf der Morphologie des Pygidiums SMF 97136. Maßstab 5 mm.



Tafel 1

Fig. 1–3. *Sagittapeltis triangularis* KIM, 1997. Greifenstein-Kalk, Grenzbereich Unter-/Mitteldevon, Greifenstein.

Fig. 1. Cranidium, leg. MAURER SMF 97131, teilweise beschalt. a) Dorsalansicht, b) Frontalansicht, c) Schräge Lateralansicht, die rechte Festwange zeigend.

Fig. 2. Cranidium, SMF 58555, beschalt. a) Dorsalansicht, b) Lateralansicht.

Fig. 3. Cranidium, SMF 13105, teilweise beschalt. a) Dorsalansicht, b) Lateralansicht.

Maßstab jeweils 5 mm, alle Objekte geweißt.

Diskussion: Eine Beschreibung erübrigt sich durch die große Übereinstimmung mit der nominotypischen Unterart aus dem böhmischen Suchomasty-Kalk. Letztere wurde seit ŠNAJDR (1960) keiner modernen Bearbeitung mehr unterzogen, weswegen die Kenntnisse zu verschiedenen morphologischen Details sowie der morphologischen Variabilität zum Teil ungenügend sind. Dennoch zeigt das Greifensteiner Taxon verschiedene Merkmale, die eine Abgrenzung ermöglichen. Das Cranidium ist anterior leicht abgestutzt. Die Breite der Festwangen variiert, und auch hinsichtlich der Divergenz der Dorsalfurchen besteht eine gewisse Variabilität. So zeigt der Holotypus SMF 97132 (Taf. 2, Fig. 1) stärker divergierende Dorsalfurchen als die anderen Cranidia. Das gleiche Phänomen lässt sich allerdings auch an jungen Holaspides der nominotypischen Unterart bei ŠNAJDR (1960) beobachten (vgl. *ibid.* Taf. 24, Fig. 8). Das Greifensteiner Taxon sticht insbesondere durch die Reduktion der Segmentierung des Cranidiums hervor. Die Glabellafurchen sind so seicht, dass sie selbst auf dem Steinkern nur noch undeutlich zu erkennen sind. Das posteriore Ende des Medianlobus wie auch der Occipitalring sind nur schwach von der Occipitalfurchung abgesetzt, die ebenfalls sehr seicht ist. An den Pygidia lassen sich hingegen nur wenige spezifische Unterschiede feststellen. Die Mittelrippe ist relativ breit, die Interpleuralfurchen sind seicht und greifen nicht auf den Randsaum über. Weiterhin wird die Terrassenlienskulptur adaxial sukzessive so weit reduziert, dass die Rhachis sowie ein Feld um die Rhachis skulpturfrei sind. Das große Pygidium SMF 97136 (Taf. 3, Fig. 1) zeigt einen deutlich länglicheren Außenriss als das kleinere Pygidium SMF 97135 (Taf. 3, Fig. 2). Fragmente in der Sammlung des Verfassers sind zu unvollständig, um eindeutige Schlüsse auf den Umriss zuzulassen, sprechen aber eher für eine Variabilität des Umrisses, wie sie auch aus der Darstellung bei ŠNAJDR (1960) für die nominotypische Unterart ersichtlich ist. Das Pygidium SMF 97136 zeigt einen sehr breiten Randsaum. Dieses Merkmal liegt in dieser Form bei SMF 97135 nicht vor, so dass dieses Merkmal wohl in die intrasubspezifische Variabilität fällt.

Insgesamt zeigt das Greifensteiner Taxon eine sehr große Übereinstimmung mit der nominotypischen Unterart. Die Abstützung des Cranidiums, die starke Reduktion der Glabellafurchen sowie das fehlende Übergreifen der Interpleuralfurchen auf den Randsaum leiten allerdings zu *P. rehamnanus* G. ALBERTI, 1970 aus Marokko über (zu *rehamnanus* siehe G. ALBERTI 1970 sowie SCHRAUT & FEIST 2004). Bei jenem Taxon zeigt der anteriore Rand des Cranidiums jedoch eine leichte Einbuchtung, die Glabella ist kürzer, zudem die Leistenskulptur stärker ausgebildet. Weiterhin zeigt das Pygidium stets einen flachbögigen Außenriss. Das von FEIST (1974) als *P. dormitzeri* cf. *dormitzeri* aus der Montagne Noire beschriebene Material stellt möglicherweise ebenfalls eine Unterart von *dormitzeri* dar. Von *cunabulum* unterscheidet sich das Taxon durch die stärker ausgeprägten Glabellafurchen, die stärker abgesetzte Occipitalfurchung sowie einen schmalen (tr.) Medianlobus.

Das beschädigte sowie verdrückte Cephalon KIM 821 GPIBo wurde ursprünglich von KIM (1997) zu *P. rehamnanus* gestellt. Auf die Unterschiede zu *rehamnanus* wurde oben bereits eingegangen. Die an KIM 821 erkennbare Einbuchtung der Glabella ist durch die Verdrückung sekundär überprägt und dadurch verstärkt.

Zu dem Exemplar KIM 821 liegen stratigraphische Informationen vor. Es entstammt offensichtlich dem Horizont bei 10,40 m nach SIEHL (1962) (die handschriftliche Angabe 104 durch KIM in Kombination mit den stratigraphischen Angaben bei KIM 1997 lässt keine andere Deutung zu). G. ALBERTI (1985) nennt aus diesem Bereich keine Tentaculiten-Funde, der Bereich ist aber am ehesten als *sulcata sulcata*-Zone, eventuell sogar schon *procera*-Subzone des Unter-Eifeliums der Dacryoconariden-Chronologie zu interpretieren. Das Greifensteiner Taxon reicht somit möglicherweise in einen jüngeren stratigraphischen Bereich hinein als die böhmische nominotypische Unterart.

Vorkommen: Siehe bei „Material“.

Tafel 2 (Seite 57)

Fig. 1–4. *Paralejurus dormitzeri cunabulum* n. ssp. Greifenstein-Kalk, Grenzbereich Unter-/Mitteldevon, Greifenstein.

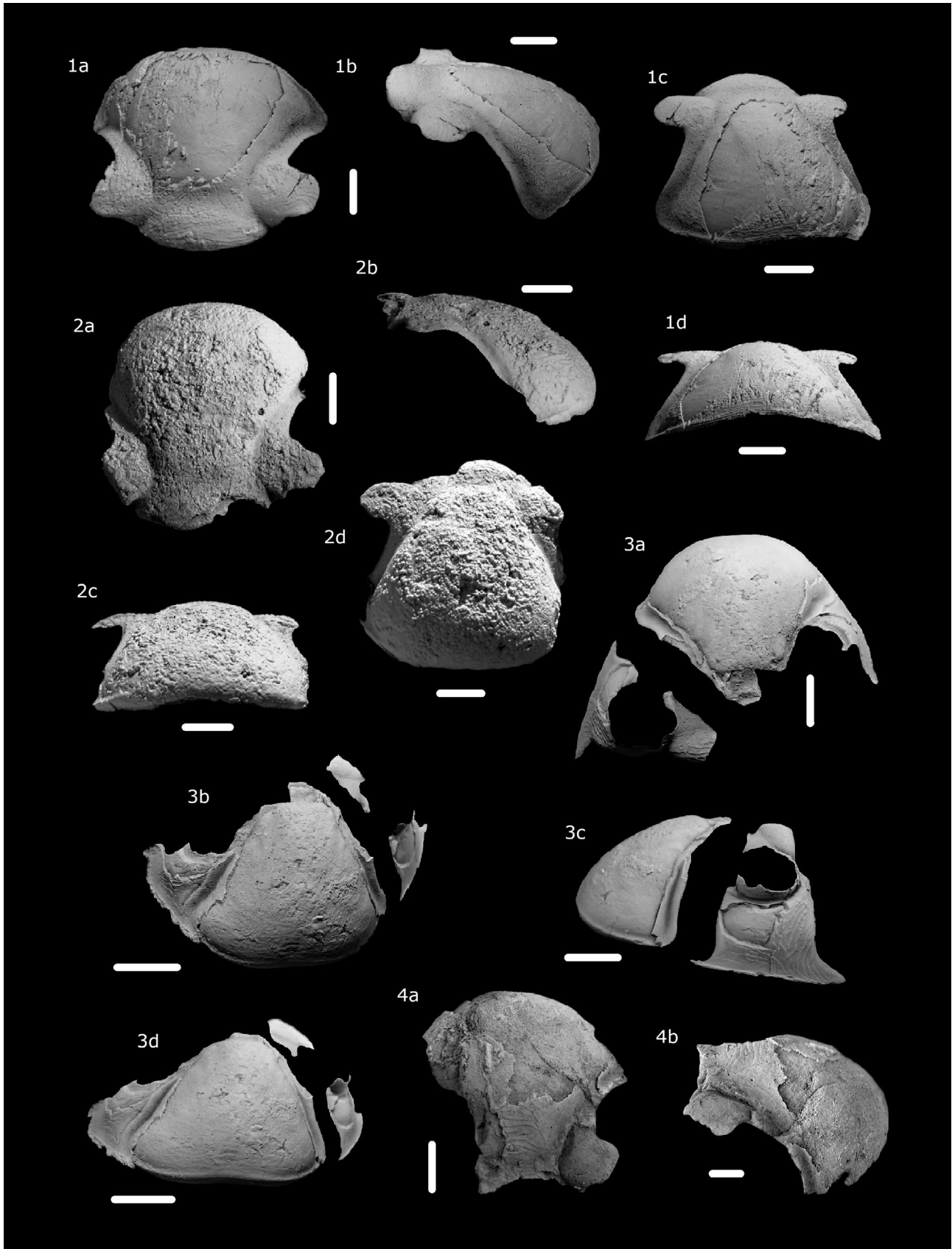
Fig. 1. Cranidium, Holotypus, SMF 97132, teilweise beschalt. a) Dorsalansicht, b) Lateralansicht, c) Schräge Frontalansicht, Skulpturelemente und Glabellasegmentierung betonend, d) Frontalansicht.

Fig. 2. Cranidium, SMF 97133, größtenteils Steinkern, Oberfläche stark korrodiert. a) Dorsalansicht, b) Lateralansicht, c) Frontalansicht, d) Schräge Frontalansicht, die Abstützung am Vorderrand zeigend.

Fig. 3. Cephalon KIM 821 GPIBo, teilweise beschalt. a) Dorsalansicht, b) Überkippte Dorsalansicht, Skulpturelemente und Glabellasegmentierung betonend, c) Lateralansicht, d) Frontalansicht.

Fig. 4. Cranidium-Fragment, SMF 97134, teilweise beschalt. a) Dorsalansicht, b) Lateralansicht.

Maßstab jeweils 5 mm, alle Objekte geweißt.



***Paralejurus* aff. *applanatus* (NOVÁK, 1890)**

Abb. 6, Taf. 3, Fig. 3–4

Material: Cranium SMF 97137 sowie das Cranium-Fragment SMF 97138, jeweils leg. DENCKMANN aus dem sogenannten Greifenstein-Kalk von Günterod.

Diskussion: Aus dem sogenannten Greifenstein-Kalk von Günterod liegen aus der Sammlung des Forschungsinstituts Senckenberg/Frankfurt ein weitgehend als Steinkern erhaltenes Cranium sowie in weitgehender Schalenhaltung ein weiteres Cranium-Fragment vor, die laut Beschriftung 1896 von DENCKMANN aufgesammelt wurden. Trotz Beschädigungen im Bereich der Glabella ersteren sowie der fragmentarischen Erhaltung letzteren Fundes ist in der Kombination eine weitgehende Rekonstruktion des Craniums möglich (siehe Abb. 6).

Das Material zeigt eine große Übereinstimmung mit den Darstellungen von *Paralejurus applanatus* bei NOVÁK, 1890 (dort als *Bronteus dormitzeri* var. *applanata*), zu dem die Originale leider nicht vorliegen. Nach BASSE & MÜLLER (2018) befinden sich Originale zu *applanatus* möglicherweise innerhalb der von Marburg übernommenen Sammlungsbestände des Forschungsinstituts Senckenberg. Unterschiede bestehen dahingehend, dass im Gegensatz zur Darstellung bei NOVÁK die Glabellafurchen auffällig seicht sowie die L 2 diagonal ausgelängt sind. Weiterhin sind auf der Schalenoberfläche keine Grübchen zwischen den Terrassenlinien erkennbar. Zudem ist bei der Darstellung von NOVÁK nicht eindeutig ersichtlich, ob der Occipitalring Terrassenlinien trägt. Das vorliegende Cranium-Fragment lässt erkennen, dass im Gegensatz zur Occipitalfurchen der Occipitalring dicht mit Terrassenlinien besetzt ist. Nicht mehr nachvollziehbar ist die Skulpturierung des Palpebrallobus und des anschließenden Bereichs der Festwangen.

Bei letzterem Aspekt mögen zeichnerische Ungenauigkeiten eine Rolle spielen. NOVÁK spricht bei dem Cranium Taf. 5 Fig. 1 von einem Steinkern-, bei Taf. 5 Fig. 2 von einem Schalenexemplar. Bei letzterem Exemplar deutet jedoch die in der Abbildung erkennbare, unregelmäßig über den Vorderteil der Glabella verlaufene Bruchlinie darauf hin, dass auch bei diesem Exemplar keine vollständige Schalenhaltung besteht. Die taxonomische Bedeutung der als zweiten Punkt angesprochenen Unterschiede in der Ausbildung der Skulptur ist ungewiss. Bezüglich der Glabellafurchen wird deren deutliche Ausbildung allerdings ausdrücklich in der Beschreibung bei NOVÁK erwähnt. Somit ist davon auszugehen, dass hiermit zusätzlich zur abweichenden Form der L 2 ein Unterschied von taxonomischer Relevanz vorliegt. Verfasser leitet daraus die Existenz eines eigenen Taxons aus der engen Verwandtschaft von *applanatus* im sogenannten Greifenstein-Kalk von Günterod ab. Ohne eine bessere Kenntnis von *applanatus* sind die genauen taxonomischen Beziehungen jedoch nicht ausreichend beurteilbar.

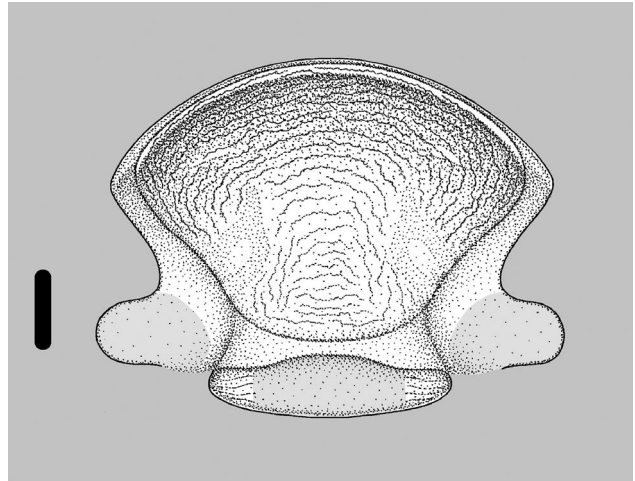
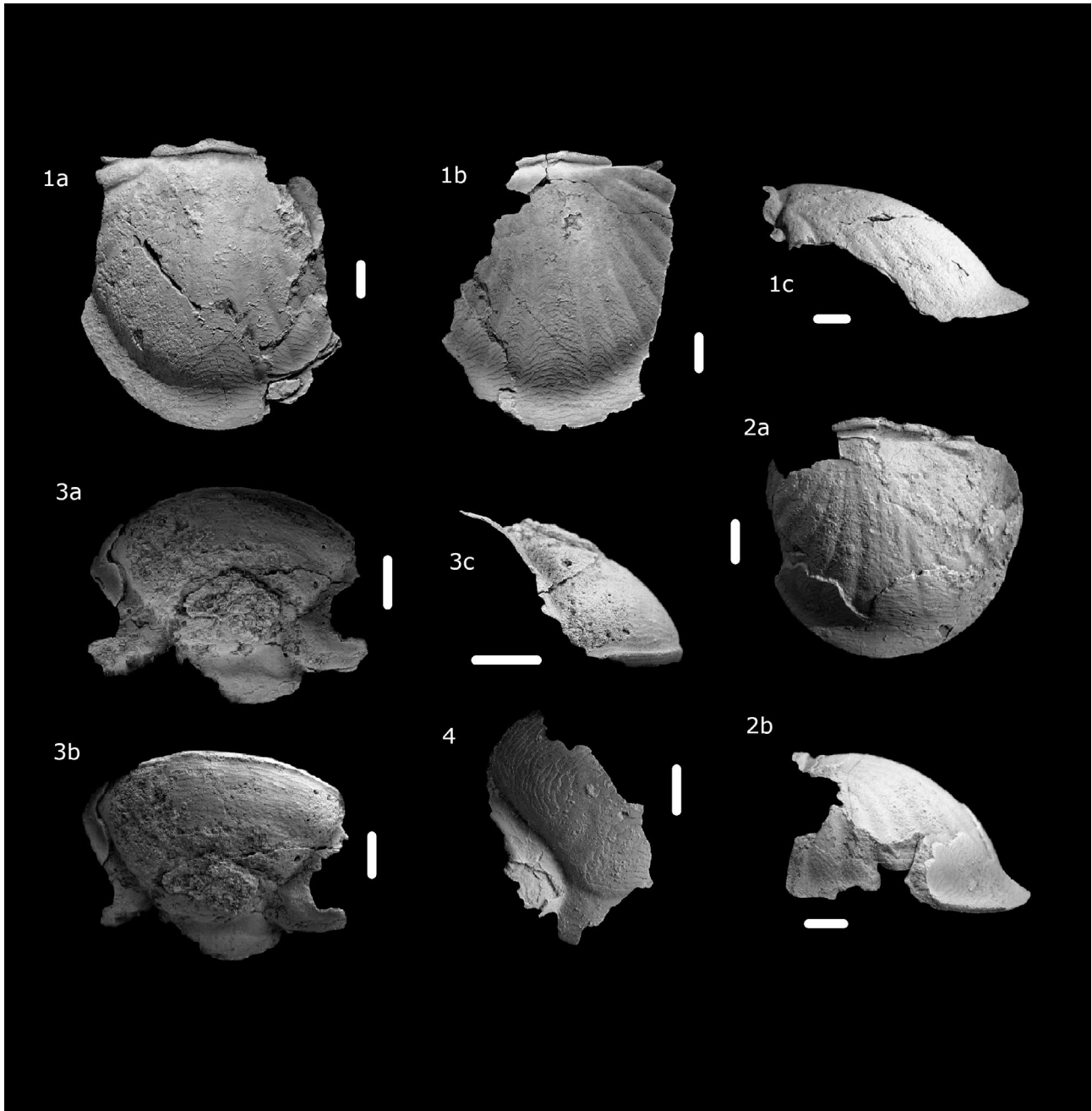


Abb. 6: *Paralejurus* aff. *applanatus* (NOVÁK, 1890). Sogenannter Greifenstein-Kalk, Grenzbereich Unter-/Mitteldevon, (Bad Endbach-)Günterod. Rekonstruktion des Craniums. Skulptur der Palpebralloben, Teile der Festwangen sowie des Großteils des Occipitalrings aufgrund mangelnder Kenntnis weggelassen (Bereiche grau hinterlegt). Maßstab 5 mm.

Ähnlichkeit besteht weiterhin zu dem von BASSE (1996) aus Mergelschiefern aus dem Eifelium des Blauen Bruchs bei Bad Wildungen als *P. cf. applanatus* beschriebenen Dorsalpanzer (*P. sp. cf. applanatus* sensu BASSE & MÜLLER 2018). Soweit die Erhaltung des Fundes eine Beurteilung zulässt, kommt er hinsichtlich der Ausbildung der Glabellafurchen sowie der L 2 der Darstellung NOVÁKs näher, weicht jedoch von dieser wie auch von dem aus Günterod vorliegenden Taxon durch längere (sag.) Palpebralloben sowie schwächer divergierende Dorsalfurchen ab. Entsprechend dürfte auch hiermit ein eigenes Taxon vorliegen.

Die Angaben zum Fundort basieren bei NOVÁK (1890) auf Mitteilungen von KAYSER. Entsprechend finden sich bei KAYSER & HOLZAPFEL (1894) die detaillierteren Angaben. Demnach handelt es dabei um ein seinerzeit bereits erloschenes Vorkommen N Bicken/Bl. Ballersbach, das die Autoren dem Ballersbach-Kalk zuordnen. Im Ballersbach-Kalk der Typlokalität „In der Bomm“ bei Ballersbach konnte Verfasser ebenfalls das Vorkommen von *Paralejurus* nachweisen (vgl. U. FLICK 2021a). Die Funde lassen aufgrund ihrer fragmenthaften Erhaltung jedoch bislang keine nähere taxonomische Einordnung zu. Es liegt nahe, dass sich die Meldung eines Fundes von *P. dormitzeri* aus einem Lesestein-Block des sog. Greifenstein-Kalks bei Günterod durch KAYSER & HOLZAPFEL (1894): S. 494 auf das hier vorliegende Taxon bezieht.

Vorkommen: Siehe bei „Material“.



Tafel 3

Fig. 1–2. *Paralejurus dormitzeri cunabulorum* n. ssp. Greifenstein-Kalk, Grenzbereich Unter-/Mitteldevon, Greifenstein.

Fig. 1. Pygidium, SMF 97136, größtenteils beschalt. a) Dorsalansicht des Positivs, b) Negativ in photographischer Umkehr, c) Lateralansicht des Positivs.

Fig. 2. Pygidium, SMF 97135, teilweise beschalt. a) Dorsalansicht, b) Lateralansicht.

Fig. 3–4. *Paralejurus* aff. *applanatus* (NOVÁK, 1890). Sogenannter Greifenstein-Kalk, Grenzbereich Unter-/Mitteldevon, (Bad Endbach-)Günterod.

Fig. 3. Cranidium, leg. DENCKMANN SMF 97137, größtenteils Steinkern. a) Dorsalansicht, b) Überkippte Dorsalansicht, Skulpturelemente und Glabellasegmentierung betonend, c) Lateralansicht.

Fig. 4. Cranidium-Fragment, leg. DENCKMANN SMF 97138, größtenteils beschalt. Dorsalansicht.

Maßstab jeweils 5 mm, alle Objekte geweißt.

Unterfamilie Scutelluinae RICHTER & RICHTER, 1955***Scabriscutellum* RICHTER & RICHTER, 1956**

Diagnose: BASSE & MÜLLER (2016): 69.

Scabriscutellum (subg. indet.) ***elongatum*** (BARRANDE, 1846)

Diagnose: Eine Diagnose im modernen Sinn wurde für das Taxon bislang nicht erstellt. ŠNAJDR (1960) gibt nur eine Beschreibung.

Zeit und Raum: Grenzbereich Emsium/Eifelium, Unter-/Mitteldevon, sicher belegt bislang nur für Böhmen sowie Greifenstein/Rheinisches Schiefergebirge.

Unterarten: *Sc.* (subg. indet.) *elongatum elongatum* (BARRANDE, 1846), *Sc.* (subg. indet.) *elongatum greifensteinense* n. ssp.

Scabriscutellum (subg. indet.) ***elongatum greifensteinense*** n. ssp.

Abb. 7, Taf. 4, Fig. 1–4

Derivatio nominis: Nach dem Locus typicus.

Holotypus: Das Pygidium (Positiv und Negativ) auf Taf. 4, Fig. 1 (HLNUG).

Locus typicus: Schurf in der Wiege bei Greifenstein/Hörre, Bl. 5315 Herborn.

Stratum typicum: Greifenstein-Kalk, genauer Horizont unbekannt, Grenzbereich Emsium/Eifelium, Unter-/Mitteldevon.

Material: Neben dem Holotypus das beschädigte Pygidium SMF 97139 sowie das juvenile Pygidium in Negativerhaltung leg. MAURER SMF 97140, außerdem ein unvollständiges Pygidium Slg. Verfasser aus dem Greifenstein-Kalk der Typlokalität.

Diagnose: Pygidium sagittal wie auch transversal signifikant gewölbt. Außenumriss sehr lang, subelliptisch bis subparabolisch.

Diskussion: Eine Beschreibung erübrigt sich durch die große Übereinstimmung mit der nominotypischen Unterart. Die Unterschiede gehen aus der Diagnose hervor. Von BARRANDE (1852) wird *elongatum* aus dem böhmischen Suchomasty-Kalk mit einer schwachen Wölbung dargestellt (vgl. ibid. Taf. 44, Fig. 31), und auch ŠNAJDR (1960) beschreibt das Pygidium als nur leicht gewölbt. Hingegen zeigen alle vorliegenden Exemplare aus dem Greifenstein-Kalk sowohl sagittal als auch transversal eine signifikante Wölbung, die auch schon bei dem als juvenil zu betrachtenden Pygidium leg. MAURER SMF 97140 (siehe Taf. 4 Fig. 3) festzustellen ist. Verfasser erachtet darum die taxonomische Abtrennung als notwendig. Während das beschädigte Pygidium SMF 97139 (Taf. 4, Fig. 2) einen mit der nominotypischen Unterart übereinstimmenden Umriss aufzuweisen scheint, zeigt der Holotypus einen stärker subparabolischen Umriss. Diesem Morphotyp dürfte wahrscheinlich auch das unvollständige Pygidium Slg. Verfasser (Taf. 4, Fig. 4) angehören. Ob dies einfach auf Varianz innerhalb des Taxons oder auf eine evolutive Entwicklung zurückzuführen ist,

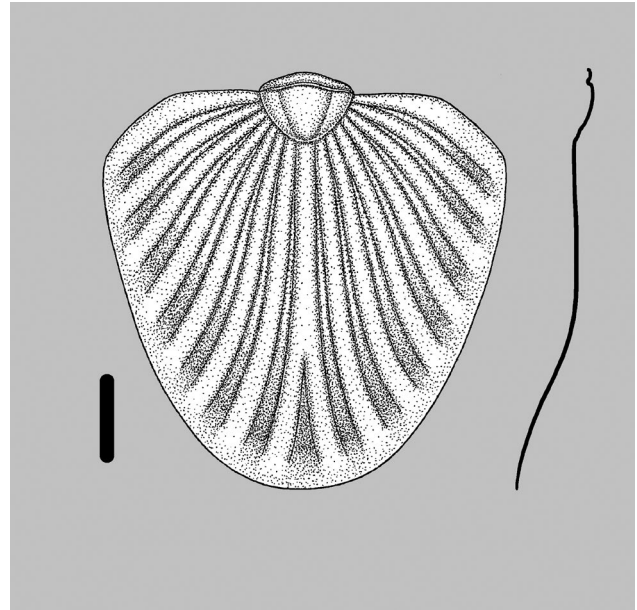


Abb. 7: *Scabriscutellum* (subg. indet.) *elongatum greifensteinense* n. ssp. Greifenstein-Kalk, Grenzbereich Unter-/Mitteldevon, Greifenstein. Rekonstruktion des Pygidiums in Dorsalansicht auf Basis des Holotypus mit Darstellung des Profils. Maßstab 5 mm.

kann nicht beurteilt werden, da für keines der vorliegenden Exemplare stratigraphische Informationen verfügbar sind. Ein besonderes Merkmal von *elongatum* sind die leicht aufgewölbten Interpleuralfurchen (vgl. Darstellung bei BARRANDE 1852 sowie Beschreibung bei ŠNAJDR 1960). Dieses Merkmal lässt sich auch bei *greifensteinense* beobachten, ist aber nur sehr leicht ausgeprägt. Ob hier ein weiterer Unterschied zur nominotypischen Unterart vorliegt, lässt sich allerdings erst mit einem direkten Materialvergleich feststellen. Das als juvenil zu betrachtende Pygidium leg. MAURER SMF 97140 zeigt einen merklich verkürzten Außenumriss sowie schlankere Pleuralrippen.

Von *elongatum* sind bislang keine Cranidia bekannt. LÜTKE (1965) stellt das von ihm als *Scabriscutellum lauterbergense* auf Basis von Cranidia aus dem Lauterberg-Kalk des Emsiums des Harzes beschriebene Taxon mit *elongatum* in Zusammenhang. Grundlage dafür ist ein auf derselben Probe wie einer der Paratypen befindliches Pygidium, das von LÜTKE (1961) als *Scabriscutellum elongatum* n. ssp. beschrieben worden ist. Tatsächlich unterscheidet sich dieses von *elongatum* jedoch deutlich durch einen kürzeren Außenumriss, breitere Pleuralrippen wie auch flache Interpleuralfurchen. Eine phylogenetische Beziehung zu *elongatum* ist darum nicht ersichtlich. G.

ALBERTI (1983) vergleicht das von ihm als *Scabriscutellum* sp. A aus dem Ballersbach-Kalk der Typlokalität „In der Bomm“ beschriebene Cranidium mit *elongatum*. Die Grundlage für diesen Vergleich geht aus dem Text nicht hervor. Aus dem Greifenstein-Kalk der Typlokalität liegen bislang keine Crani-

dia vor, die für eine Zuordnung zu *elongatum* in Frage kommen.

Vorkommen: Bislang nur im Stratum typicum des Locus typicus.

***Scabriscutellum* (subg. indet.) sp. cf. *holynense* ŠNAJDR, 1960**

Taf. 4, Fig. 5

Material: Pygidium in Negativerhaltung Slg. Verfasser aus dem Greifenstein-Kalk der Typ-Lokalität.

Diskussion: Es liegt das Negativ eines Pygidiums vor. Zwar sind Bereiche insbesondere in der Mitte des Pygidiums beschädigt, dennoch lassen sich wesentliche Teile der Morphologie nachvollziehen. Umriss sowie Bau des Pleuralfelds zeigen weitgehende Übereinstimmung mit *Scabriscutellum* (subg. indet.) *holynense* ŠNAJDR, 1960 aus dem böhmischen Třebotov-Kalk. Insbesondere die Rhachis sowie die Mittelrippe sind von den Beschädigungen betroffen, die vorhandenen Reste lassen jedoch auf eine vergleichbare Größe der Rhachis wie auch eine Gabelung der Mittelrippe in ähnlicher Höhe wie bei *holynense* schließen. Unterschiede lassen sich lediglich dahingehend feststellen, dass die Rippen etwas breiter und entsprechend die Interpleuralfurchen etwas schmaler sind als bei dem Holotypus des tschechischen Taxons.

Verfasser hält die Zugehörigkeit zu *holynense* für sehr wahrscheinlich. Um dem schlechten Erhaltungszustand des einzigen vorliegenden Exemplars Rechnung zu tragen, wird jedoch die Führung unter offener Nomenklatur vorgezogen. Angesichts des aktuellen Kenntnisstands kann allerdings nicht beurteilt werden, ob den breiteren Rippen beim Exemplar aus Greifenstein eine taxonomische Bedeutung zukommt. Sowohl intraspezifische Variabilität als auch das Vorliegen einer eigenen Unterart sind als Faktoren denkbar.

Vorkommen: Siehe bei „Material“.

***Scabriscutellum* (subg. indet.) sp. A.**

Taf. 4, Fig. 6

Material: Pygidium in Positiv- und Negativerhaltung leg. RICHTER SMF 97141 aus dem sogenannten Greifenstein-Kalk von Günterod.

Diskussion: Aus den Aufsammlungen von RICHTER liegen aus dem sogenannten Greifenstein-Kalk von Günterod das Positiv und Negativ eines kleinwüchsigen Pygidiums vor. Die Oberfläche der Rhachis sowie ein kleinräumiger Bereich des Pleuralfeldes unterhalb der Rhachis sind beschädigt. Das Pygidium ähnelt stark *Scabriscutellum* (subg. indet.) *holynense* ŠNAJDR, 1960 aus dem böhmischen Třebotov-Kalk, unterscheidet sich von diesem jedoch durch einen etwas spitzbogigeren Umriss, abgeplattete Pleuralrippen sowie eine leicht tiefer ansetzende Gabelung der Mittelrippe. Der Umriss stimmt wiederum weitgehend mit *Sc. (Scabriscutellum) alternans* (F.A. ROMER, 1855) aus dem Givetium des Diemelsee-Gebiets sowie des Harzes überein, mit dem es außerdem ähnlich abgeplattete

Pleuralrippen sowie eine vergleichbare Position der Gabelung der Mittelrippe zu teilen scheint. Ein deutlicher Unterschied besteht jedoch in den flachen und im Vergleich zu *alternans* breiteren Interpleuralfurchen (zu *alternans* siehe RICHTER & RICHTER 1956 sowie BASSE 1996 bzw. BASSE & LEMKE 1996).

Angesichts der geringen Größe des einzigen vorliegenden Exemplars kann auch Juvenilität als Faktor hinsichtlich des morphologischen Erscheinungsbildes nicht ausgeschlossen werden. Ohne ergänzendes Material bleibt somit die taxonomische Zuordnung unsicher, und das Taxon wird entsprechend hier unter offener Nomenklatur geführt.

Vorkommen: Siehe bei „Material“.

Scabriscutellum (Rheiscutellum) BASSE & MÜLLER, 2016

Typusart: *Scabriscutellum hammadi* CHATTERTON et al., 2006.

Diagnose: BASSE & MÜLLER (2016): 70.

Bemerkung: Von BASSE & MÜLLER (2016) wird *Rheiscutellum* als Untergattung von *Scabriscutellum* auf Basis von *Scabriscutellum hammadi* CHATTERTON et al., 2006 aus dem Emsium Südmarokkos aufgestellt (zu *hammadi* siehe Darstellung bei CHATTERTON et al. 2006). Dabei richten sie die Definition des Taxons stark auf die Typusart aus. Tatsächlich sind die Kenntnisse um die phylogenetischen Beziehungen zwischen den verschiedenen Vertretern von *Scabriscutellum* noch immer sehr lückenhaft, und Verfasser sieht die Gefahr, Taxa durch eine allzu mechanische Unterteilung künstlich voneinander zu trennen, die eventuell phylogenetisch miteinander in Zusammenhang stehen. Auch die Beziehungen von *Scabriscutellum (Rheiscutellum)* zur Untergattung *Scabriscutellum (Muciberaspis)*, die von VANĚK et al. (1992) auf Basis von Taxa aus dem Emsium des Barrandiums sowie des Harzes aufgestellt wurde, sind aktuell nicht klar fassbar und werden von BASSE & MÜLLER (2016) ebenfalls nicht weiter diskutiert.

Die Taxa *elongatum* und *holynense* können aufgrund der fehlenden Kenntnisse zur Cephalomorphologie nicht vorbehaltlos einer Untergattung zugeordnet werden und werden entsprechend in dieser Arbeit als subg. indet geführt. Bei einer

engen Fassung von *Rheiscutellum* lassen sich *Scabriscutellum caelebs* (BARRANDE, 1852) und *Scabriscutellum oblongum* (HAWLE & CORDA, 1847) nicht ohne weiteres in dieses Taxon integrieren. BASSE & MÜLLER (2016) sehen auch aufgrund der geringen Wölbung sowie Differenzierung der Glabella von einer Zuordnung zu *Rheiscutellum* ab. Dabei sind sie in ihrer Handhabung jedoch nicht konsequent. So weisen sie z. B. *Scabriscutellum billingsi globilobus* Feist, 1974 aus der Montagne Noire *Rheiscutellum* zu, obgleich das Taxon nur sehr flach gewölbt ist und seichte S3 aufweist. Auch die von FEIST (1974) mit *caelebs* assoziierten Funde aus dem Eifelium der Montagne Noire werden von ihnen zu *Rheiscutellum* gezählt, obgleich ein Verwandtschaftsverhältnis zu *caelebs* naheliegt. Verfasser hält es nicht für gesichert, dass die Tendenz zur Reliefereduktion bei diesen Taxa tatsächlich die Apomorphie einer phylogenetischen Gruppe darstellt, hält aber gleichzeitig bei einer weiteren Fassung die Zugehörigkeit zur gleichen phylogenetischen Gruppe für möglich. Viele geteilte Merkmale legen des Weiteren ein enges Verwandtschaftsverhältnis von *caelebs* und *oblongum* untereinander nahe. Aus diesen Gründen ordnet Verfasser die beiden Taxa vorbehaltlich *Rheiscutellum* zu.

Scabriscutellum (Rheiscutellum?) n. sp. B aff. caelebs (BARRANDE, 1852)

Taf. 4, Fig. 7-10

Material: Unvollständiges Pygidium SMF 97142, unter Vorbehalt das Fragment eines juvenilen Pygidiums Slg. Verfasser sowie die beiden Cranidia SMF 97143 und 97144 aus dem Greifenstein-Kalk der Typlokalität.

Diskussion: Aus dem Greifenstein-Kalk der Typlokalität liegt ein unvollständiges Pygidium vor (Taf. 4, Fig. 7), das aufgrund seiner sich sehr stark anterior verjüngenden Mittelrippe sowie den tendentiell abgeplatteten Pleuralrippen in die Verwandtschaft von *Scabriscutellum (Rheiscutellum?) caelebs* (BARRANDE, 1852) aus dem böhmischen Suchomasty-Kalk zu stellen ist. Allerdings zeigt es in mehreren Merkmalen auffällige Unterschiede. Das vorderste Pleuralrippenpaar biegt distal deutlich weniger stark nach hinten um, als dies beim tschechischen Taxon der Fall ist. Da das hintere Ende des Pygidiums abgebrochen ist, kann der genaue Umriss nicht mehr ermittelt werden; es ergibt sich aus diesem Unterschied jedoch, dass das Pygidium ebenfalls einen von *caelebs* abweichenden Umriss aufweisen muss. Des Weiteren sind die Pleuralrippen breiter und entsprechend die Interpleuralfurchen schmäler als beim böhmischen Taxon. Die Mittelrippe wird vor Erreichen der Rhachis abgeschnürt. Dieses Phänomen lässt sich allerdings auch an der Unterart *Sc. (Rh.?) caelebs consimile* ŠNAJDR, 1960 beobachten, wie das Exemplar ŠNAJDR (1960): Taf. 26, Fig. 11

zeigt. Somit ist wahrscheinlich, dass diesem Merkmal keine taxonomische Bedeutung zukommt. Aufgrund der Beschädigung kann die Höhe der Gabelung der Mittelrippe nicht mehr ermittelt werden. Angesichts der Unterschiede ist klar, dass der vorliegende Fund ein eigenes Taxon darstellt. Da die Kenntnisse zur Morphologie zum jetzigen Zeitpunkt für eine klare Definition nicht ausreichend sind, wird an dieser Stelle jedoch auf eine Benennung verzichtet.

Das Fragment eines Pygidiums aus der Sammlung des Verfassers (Taf. 4, Fig. 10), das aufgrund seiner geringen Größe als juvenil angesehen werden muss, zeigt vergleichbar abgeplattete Rippen und schmale Interpleuralfurchen. Diese Merkmalskombination in dieser Form wäre bei den anderen aus dem Greifenstein-Kalk der Typlokalität bekannten Vertretern von *Scabriscutellum* noch bei *Sc. (Rh.?) aff. oblongum* (HAWLE & CORDA, 1847) denkbar, allerdings ist bei diesem Taxon mit der Anwesenheit einer ausgeprägten Leistenskulptur zu rechnen. Da die Schalenoberfläche glatt ist, liegt es nahe, dass es ebenfalls *Sc. (Rh.?) n. sp. A aff. caelebs* repräsentiert. Leider

ist die Mittelrippe, die diese Einschätzung bestätigen könnte, nicht mehr erhalten. Auffällig ist, dass bei diesem Exemplar das vorderste Pleuralrippenpaar distal deutlich stärker nach hinten gezogen ist. Womöglich handelt es sich hierbei um ein ursprüngliches Merkmal.

Es liegen weiterhin zwei unvollständige Cranidia in größtenteils Steinkernerhaltung vor, die in der Dorsalansicht sehr große Übereinstimmung mit *caelebs* aufweisen. Der deutlichste Unterschied ergibt sich durch die aufgeblähten L3, die sich durch ihre Wölbung auch scharf von den zierlichen L2 absetzen und stärker lateral ausbuchten. Auch der Frontallobus, der von ŠNAJDR (1960) als nur leicht gewölbt für das böhmische Taxon beschrieben und entsprechend bei BARRANDE (1852) dargestellt wird, scheint stärker gewölbt zu sein als bei *caelebs*. Das posteriore Ende des Medianlobus ist weniger gerundet. Die noch vorhandenen Schalenreste sind bei beiden Exemplaren zu stark korrodiert, um Rückschlüsse auf die Skulptur zuzulassen. Lediglich beim Cranidium SMF 97144 (Taf. 4, Fig. 9) sind auf der linken Festwange in der Nähe des Occipitalrings sowie der Occipitalfurche noch Terrassenlinien erkennbar. Die große Ähnlichkeit zu *caelebs* legt eine Zusammengehörigkeit zu dem hier besprochenen Taxon nahe. Allerdings basiert die Assoziierung der Panzerteile, wie sie durch BARRANDE (1852)

durchgeführt wurde, ebenfalls nicht auf zusammenhängenden Panzerteilen. Von *Thysanopeltis speciosa* (Hawle & Corda, 1847), die im Greifenstein-Kalk den häufigsten Fund unter den Scutelluiden darstellt, lassen sich die Cranidia leicht durch die Wölbung des Frontallobus und der L3 sowie die schmalen Festwangen unterscheiden (zu den Cranidia von *Th. speciosa* vgl. Taf. 5, Fig. 3–4).

Große Ähnlichkeit besteht noch zu den von FEIST (1974) aus der Montagne Noire als *Sc. caelebs caelebs* beschriebenen Funden. Die Pygidia zeigen ebenfalls relativ breite Pleuralrippen, auch scheint das erste Pleuralrippenpaar distal weniger nach hinten gezogen zu sein. Es deutet sich jedoch an, dass der Außenumriss flachbogiger ist sowie die Gabelung der Mittelrippe höher liegt, zudem verjüngt sich diese weniger als beim Greifensteiner Taxon. Die Cranidia haben einen kürzeren (sag.) Frontallobus, die Glabellafurchen sind tiefer eingeschnitten, allerdings sind die L3 ebenfalls stark aufgewölbt. Die darüberhinaus jedoch bestehende Ähnlichkeit wird von Verfasser als weiteres Indiz für die Zusammengehörigkeit der Cranidia und Pygidia des Greifensteiner Taxons gewertet.

Vorkommen: Siehe bei „Material“.

Scabriscutellum (Rheiscutellum?) n. sp. C aff. caelebs (BARRANDE, 1852)

Abb. 8, Taf. 4, Fig. 11

Material: Unvollständiges Pygidium leg. RICHTER SMF 97145 aus dem sogenannten Greifenstein-Kalk von Günterod.

Diskussion: Aus dem sogenannten Greifenstein-Kalk von Günterod liegt ein einzelnes unvollständiges Pygidium in weitgehender Schalenerhaltung vor. Tendenziell abgeplattete Pleuralrippen sowie eine sich anterior stark verjüngenden Mittelrippe lassen auf eine Verwandtschaft zu *Scabriscutellum (Rheiscutellum?) caelebs* (BARRANDE, 1852) aus dem böhmischen Suchomasty-Kalk schließen. Die sehr hohe Gabelung der Mittelrippe wie auch die schlanken, stärker gewölbten Pleuralrippen ähneln dabei stärker *Sc. (Rh?) caelebs consimile* ŠNAJDR, 1960 als der nominotypischen Unterart. Die Gabelung der Mittelrippe liegt allerdings noch höher als bei *consimile*. Die distal stärker abaxial umbiegenden Seitenrippen ähneln hingegen stärker der nominotypischen Unterart, wobei beim

vorliegenden Taxon die Seitenrippen noch stärker umbiegen als bei jener. Des Weiteren zeichnet sich das Pygidium durch eine im Verhältnis zum Pleuralfeld größere Rhachis aus, das Pleuralfeld ist kürzer (sag.), der Umriss des Pygidiums trotz der Beschädigungen erkennbar weniger länglich.

Es ist offensichtlich, dass hier ein eigenes Taxon vorliegt. Zwar lässt sich die Morphologie des Pygidiums durch symmetrische Ergänzung teilweise rekonstruieren (s. Abb. 8), ihre Kenntnis ist allerdings nicht ausreichend, um darauf basierend das Taxon eindeutig genug definieren zu können. Darum wird beim Status quo auf eine Benennung des Taxons verzichtet.

Vorkommen: Siehe bei „Material“.

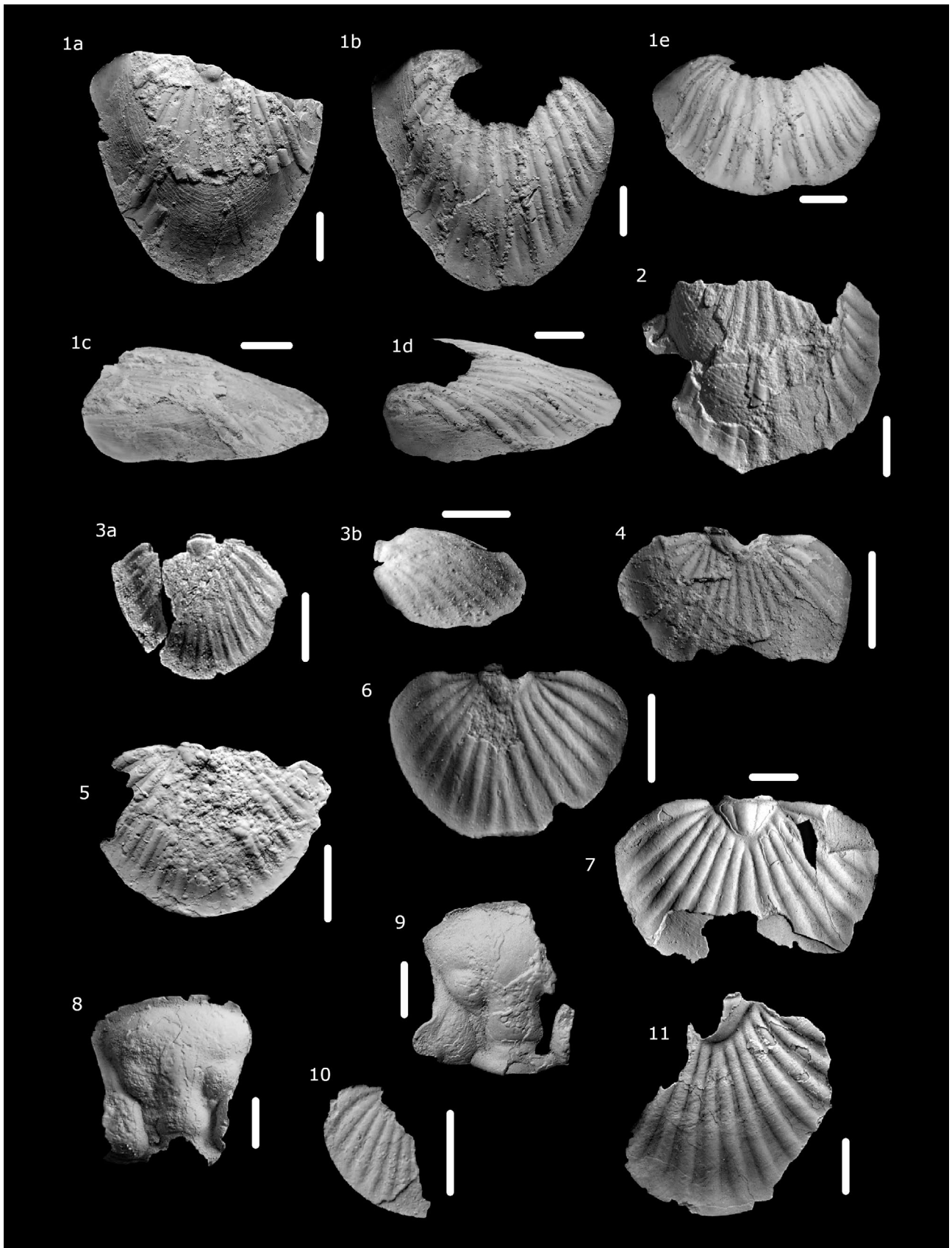
Scabriscutellum (Rheiscutellum?) aff. oblongum (HAWLE & CORDA, 1847)

Abb. 9, Taf. 5, Fig. 1–2

Material: Cranidium KIM 785 sowie ein Cranidium-Fragment leg. SIEHL jeweils GPIBo aus dem Greifenstein-Kalk der Typlokalität.

Diskussion: KIM (1997) stellt das Cranidium KIM 785 GPIBo (ibid. Taf. 9, Fig. 14) zu *Thysanopeltis speciosa* HAWLE & CORDA, 1847. Tatsächlich handelt es sich jedoch um ein

Taxon aus der nahen Verwandtschaft von *Scabriscutellum (Rheiscutellum?) oblongum* (HAWLE & CORDA, 1847) aus dem böhmischen Suchomasty-Kalk, zu dem noch das Fragment ei-



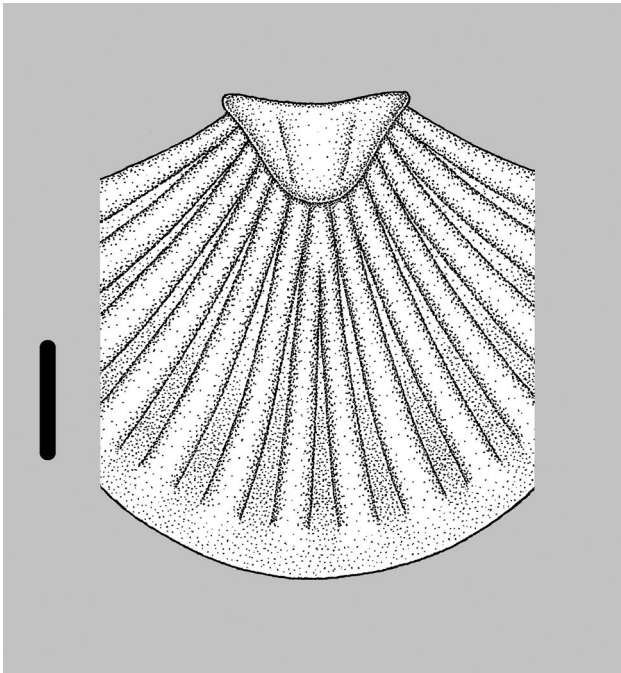


Abb. 8: *Scabriscutellum* (*Rheiscutellum?*) n. sp. D aff. *caelebs* (BARRANDE, 1852). Sogenannter Greifenstein-Kalk, Grenzbereich Unter-/Mitteldevon, (Bad Endbach-)Günterod. Rekonstruktion der bekannten Teile des Pygidiums in symmetrischer Ergänzung. Maßstab 5 mm.

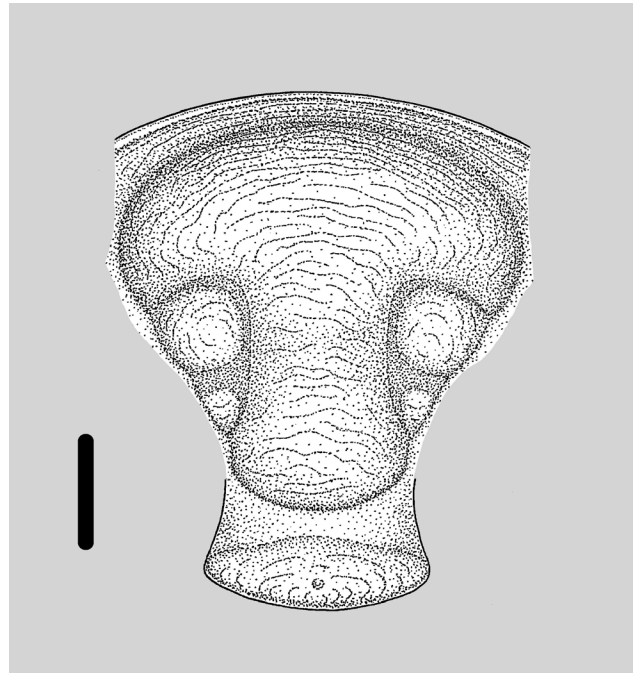


Abb. 9: *Scabriscutellum* (*Rheiscutellum?*) aff. *oblongum* (HAWLE & CORDA, 1847). Greifenstein-Kalk, bislang ausschließlich bekannt aus der *richteri*-Zone, Ober-Emsium/Unterdevon, Greifenstein. Rekonstruktion des Cranidiums. Maßstab 5 mm.

Tafel 4 (Seite 64)

Fig. 1-4. *Scabriscutellum* (subg. indet.) *elongatum greifensteinense* n. ssp. Greifenstein-Kalk, Grenzbereich Unter-/Mitteldevon, Greifenstein.

Fig. 1. Pygidium, Holotypus, HLNUG, teilweise beschalt. a) Dorsalansicht des Positivs, b) Dorsalansicht Silikonabdruck des Negativs, c) Lateralansicht des Positivs, d) Lateralansicht des Silikonabdruck des Negativs, e) Posteriore Ansicht des Silikonabdrucks des Negativs.

Fig. 2. Pygidium-Fragment, SMF 97139, teilweise beschalt. Dorsalansicht.

Fig. 3. Juveniles Pygidium in Negativ-Erhaltung, leg. MAURER SMF 97140. a) Dorsalansicht des Negativs in fotografischer Umkehr, b) Plastilin-Abdruck des Negativs in Lateralansicht, die signifikante Wölbung zeigend.

Fig. 4. Kleines Pygidium-Fragment, Slg. Verfasser, teilweise beschalt. Dorsalansicht.

Fig. 5. *Scabriscutellum* (subg. indet.) sp. cf. *holynense* ŠNAJDR, 1960. Greifenstein-Kalk, Grenzbereich Unter-/Mitteldevon, Greifenstein. Pygidium in Negativ-Erhaltung, Slg. Verfasser. Dorsalansicht des Silikonabdrucks.

Fig. 6. *Scabriscutellum* (subg. indet.) sp. A. Sogenannter Greifenstein-Kalk, Grenzbereich Unter-/Mitteldevon, (Bad Endbach-)Günterod. Pygidium, leg. RICHTER SMF 97141, Pygidium, größtenteils beschalt. Dorsalansicht.

Fig. 7-10 *Scabriscutellum* (*Rheiscutellum?*) n. sp. B aff. *caelebs* (BARRANDE, 1852). Greifenstein-Kalk, Grenzbereich Unter-/Mitteldevon, Greifenstein.

Fig. 7. Pygidium-Fragment, SMF 97142, größtenteils beschalt. Dorsalansicht.

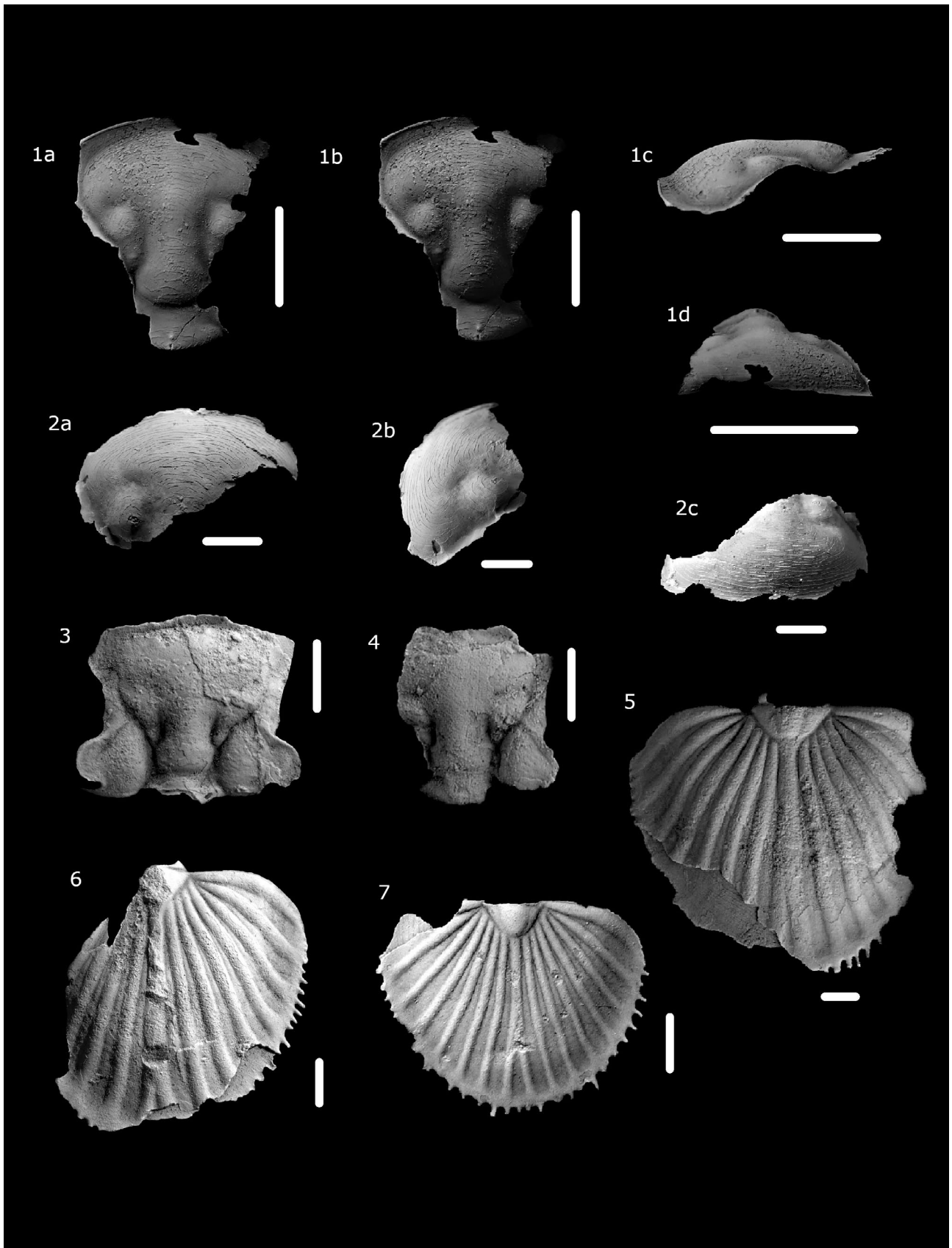
Fig. 8. Vorbehaltlich zu diesem Taxon gestelltes Cranidium, SMF 97143, teilweise beschalt, Schale größtenteils korrodiert. Dorsalansicht.

Fig. 9. Vorbehaltlich zu diesem Taxon gestelltes Cranidium, SMF 97144, teilweise beschalt, Schale größtenteils korrodiert, im posterioren Bereich der Festwange noch Terrassenlinien erkennbar. Dorsalansicht.

Fig. 10. Vorbehaltlich zu diesem Taxon gestelltes juveniles Pygidium-Fragment, Slg. Verfasser, größtenteils beschalt. Dorsalansicht.

Fig. 11. *Scabriscutellum* (*Rheiscutellum?*) n. sp. C aff. *caelebs* (BARRANDE, 1852). Sogenannter Greifenstein-Kalk, Grenzbereich Unter-/Mitteldevon, (Bad Endbach-)Günterod. Pygidium-Fragment, leg. RICHTER SMF 97145, größtenteils beschalt. Dorsalansicht.

Maßstab jeweils 5 mm, alle Objekte geweißt.



nes großwüchsigen Cranidiums aus den Aufsammlungen von SIEHL (ebenfalls GPIBo) vorliegt.

Der Verlauf der Dorsalfurchen wie auch Position und Bau der Anterolateralloben stimmen vollkommen mit *oblongum* überein. Auch findet sich zwischen den L3 eine sehr seichte Depression auf dem Medianlobus, die sich gemäß der Darstellung bei ŠNAJDR (1960) ebenfalls bei *oblongum* anzudeuten scheint. Der Vorderrand des Frontallobus ist weniger konvex, was auch für den im Verlauf mit dem Vorderrand des Frontallobus korrespondierenden Stirnsaum gilt. Die Breite (sag.) des Stirnsaums stimmt jedoch mit *oblongum* überein. Bei dem Cranidium KIM 785 ist der Medianlobus zwischen den Anterolateralloben etwas schmaler als beim tschechischen Taxon, das Fragment des großwüchsigen Cranidiums lässt jedoch auf eine vergleichbare Breite schließen, so dass hinsichtlich dieses Merkmals offensichtlich eine gewisse Variabilität besteht. Angesichts des Größenunterschieds zwischen beiden Exemplaren handelt es bei KIM 785 vermutlich um ein junges Holaspis. Möglicherweise spielt das bei dieser Beobachtung ebenfalls eine Rolle, Juvenilität hält Verfasser angesichts der Merkmalsausbildung allerdings für unwahrscheinlich. Wie bei *oblongum* sind die Glabellafurchen sehr seicht, offensichtlich aber etwas stärker ausgeprägt als beim Taxon aus dem Barrandium. Das Hinterende des Medianlobus ist rundlich. Bis auf

die Occipitalfurchen ist soweit feststellbar das gesamte Cranium mit einer ausgeprägten Skulptur aus Terrassenlinien bedeckt.

Aus den oben angeführten Unterschieden zu *oblongum* geht hervor, dass wohl eine taxonomische Abtrennung des Materials aus dem Greifenstein-Kalk der Typlokalität notwendig ist. Bei beiden vorliegenden Exemplaren fehlt allerdings der größte Teil der Festwangen, so dass wichtige morphologische Details nicht nachvollziehbar sind. Aus diesem Grund wird an dieser Stelle auf die Errichtung eines eigenen Taxons verzichtet. LÜTKE (1965) beschreibt ein Taxon *Scabriscutellum* aff. *oblongum* aus dem Emsium des Harzes. Dieses Taxon lässt sich vom Greifensteiner Taxon leicht durch den sehr schmalen (sag.) Stirnsaum, den kürzeren sowie stärker divergierenden Frontallobus wie auch den geraden Verlauf des Hinterrands des Medianlobus unterscheiden.

Für beide Fundstücke aus dem Greifenstein-Kalk liegen stratigraphische Informationen vor. Sie entstammen jeweils dem Horizont bei 4,50 m im Profil nach SIEHL (1962), was nach G. ALBERTI (1985) der *richteri*-Zone des Ober-Emsiums gemäß der Dacryoconariden-Chronologie zuzuordnen sein dürfte.

Vorkommen: Siehe bei „Material“.

***Thysanopeltis* HAWLE & CORDA, 1847**

Typusart: *Thysanopeltis speciosa* HAWLE & CORDA, 1847

Diagnose: ŠNAJDR (1960): 156 bzw. 257.

***Thysanopeltis speciosa* HAWLE & CORDA, 1847**

Taf. 5, Fig. 3–7

Neotypus: Pygidium SBNM, coll. BARRANDE ak. k. 35050, Inv.-Nr. 949 NM (Nationalmuseum Prag), Original zu BARRANDE (1852): *Bronteus thysanopeltis* BARRANDE Taf. 47, Fig. 11, neuabgebildet bei ŠNAJDR (1960): Taf. 30, Fig. 7.

Tafel 5 (Seite 66)

Fig. 1–2. *Scabriscutellum* (*Rheiscutellum*?) aff. *oblongum* (HAWLE & CORDA, 1847). Greifenstein-Kalk, *richteri*-Zone, Oberemsium/Unterdevon, Greifenstein.

Fig. 1. Cranidium-Fragment, KIM 785 GPIBo, beschalt, Schale teilweise korrodiert. a) Dorsalansicht, b) Dorsalansicht bei streifender Beleuchtung zur Betonung der Skulpturelemente und Segmentierung der Glabella, c) Lateralansicht, d) Frontalansicht.

Fig. 2. Großes Cranidium-Fragment, leg. SIEHL GPIBo, beschalt. a) Dorsalansicht, b) Lateralansicht, c) Frontalansicht.

Fig. 3–7. *Thysanopeltis speciosa* HAWLE & CORDA, 1847. Greifenstein-Kalk, Grenzbereich Unter-/Mitteldevon, Greifenstein.

Fig. 3. Cranidium, SMF 97149, teilweise beschalt, Schale größtenteils korrodiert. Dorsalansicht.

Fig. 4. Cranidium, SMF 97150, teilweise beschalt, Schale größtenteils korrodiert. Dorsalansicht.

Fig. 5. Pygidium, SMF 97146, größtenteils beschalt, Schale teilweise korrodiert. Dorsalansicht.

Fig. 6. Pygidium, SMF 97147, größtenteils beschalt, Schale teilweise korrodiert. Dorsalansicht.

Fig. 7. Pygidium, SMF 97148, beschalt. Morphotyp der *Th. speciosa abbreviata* sensu PRANTL (1949). Dorsalansicht.

Maßstab jeweils 5 mm, alle Objekte geweißt.

Locus typicus: Koněprusy gemäß der ursprünglichen Angabe.

Stratum typicum: *Acanthopyge*-Kalk, Unter-Eifelium, nicht *Suchomasty*-Kalk wie bei ŠNAJDR (1960) angegeben (vgl. VANĚK & VALÍČEK 2002).

Material: Die drei Pygidia SMF 97146, 97147 und 97148 sowie die zwei Cranidia SMF 97149 und 97150, die zwei Pygidia KIM 774 und 775 GPIBo sowie mehrere unvollständige Pygidia und Cranidia Slg. Verfasser aus dem Greifenstein-Kalk der Typlokalität.

Diagnose: Eine Diagnose im modernen Sinn wurde für das Taxon bislang nicht erstellt. ŠNAJDR (1960) gibt nur eine Beschreibung.

Bemerkung: Wie bereits bei BASSE & MÜLLER (2016) diskutiert, handelt es sich bei *Thysanopeltis speciosa* HAWLE & CORDA, 1847 aufgrund seiner ausgeprägten Variabilität um ein problematisches Taxon, das dringend einer Revision auf Basis loco- und stratotypischen Materials bedarf. Frühere Versuche einer taxonomischen Unterteilung (PRANTL 1949, G. ALBERTI, 1981) sind darum unter den gegebenen Umständen nicht beurteilbar, und auf eine nähere Besprechung des Taxons wird aus diesen Gründen an dieser Stelle verzichtet. BASSE & MÜLLER (2016) unterscheiden drei verschiedene Typen in der Morphologie der Interpleuralfurche. Verfasser kann deren Beobachtung bestätigen, dass in der Population aus Greifenstein nur der flache Typ A vorliegt. Zudem scheint die Länge der Randanhänge im Wesentlichen einheitlich zu sein (Typ b sensu BASSE & MÜLLER 2016). Hinsichtlich anderer Merkmale wie Außenumriss, Wölbung, Höhe der Gabelung der Mittelrippe, Breite der Pleuralrippen oder auch der Anzahl der Randanhänge besteht jedoch eine enorme Variationsbreite. Beispielsweise sind dazu mehrere Pygidia zusammen mit Cranidia des Taxons aus dem Greifenstein-Kalk der Typlokalität abgebildet (siehe Taf. 5, Fig. 3-7).

BASSE & MÜLLER (2016) erwähnen ebenfalls die Unsicherheit hinsichtlich der stratigraphischen Verbreitung des Taxons. Bei dem von KIM (1997) zu *Th. speciosa* gestellten Material handelt es sich nur bei den Pygidia um das Taxon. Das Cranidium KIM 785 (KIM 1997: Taf. 9 Fig. 14) stellt *Scabriscutellum* (*Rheiscutellum*?) aff. *oblongum* dar (siehe weiter oben). Damit ist die Angabe, dass *Th. speciosa* im Greifenstein-Kalk der Typlokalität bereits im Ober-Emsium in der *richteri*-Zone der Dacryoconariden-Chronologie auftritt, unzutreffend. Gemäß den Aufzeichnungen von KIM entstammt das Pygidium KIM 774 (KIM 1997: Taf. 9, Fig. 15) dem Horizont bei 18,00 m, das Pygidium KIM 775 dem Horizont bei 11,00 m im Profil nach SIEHL (1962). Nach G. ALBERTI (1985) sind damit wohl beide

der *sulcata sulcata*-Zone der Dacryoconariden-Chronologie im Unter-Eifelium zuzurechnen. Für den Bereich bei 11,00 m gibt G. ALBERTI keine Tentaculiten-Funde an, angesichts der Position im Profil ist aber die *sulcata sulcata*-Zone naheliegend. G. ALBERTI nennt allerdings noch einen Pygidium-Fund von *Th. speciosa* aus der *holycera*-Subzone, die etwa dem tiefsten Eifelium entspricht (vgl. G. ALBERTI in WEDDIGE 1996). Für alle weiteren Funde fehlen Informationen zur Stratigraphie. Im Ballersbach-Kalk der Typlokalität „In der Bomm“ bei Ballersbach setzt nach Beobachtungen Verfassers *Thysanopeltis* innerhalb der *maureri*-Zone ein (vgl. auch U. FLICK 2021a). Durch das Überlappen der *maureri*-Zone mit der Emsium-Eifelium-Grenze der Conodonten-Chronologie bedarf es hierzu noch weiterer Untersuchungen, ein Erscheinen des Taxons bereits im hohen Ober-Emsium ist aber somit nicht ausgeschlossen. Nach CHLUPÁČ et al. (2000) erscheint es erst oberhalb der Emsium-Eifelium-Grenze innerhalb der *partitus*-Zone der Conodonten-Chronologie.

Es sei noch erwähnt, dass bei der Materialsichtung des Forschungsinstituts Senckenberg/Frankfurt das Urstück zu *Bronteus speciosus* NOVÁK (1890): Taf. III Fig. 14 zusammen mit dem ebenfalls ehemals aus der Sammlung der Universität Marburg stammenden Material zu *Phacops* cf. *ferdinandi* Taf. IV Fig. 4, *Cyphaspides scuticauda* Taf. V Fig. 5 (s. hierzu auch BASSE & WEDDIGE 2006) sowie *Harpes montagnei* S. 131-132 aufgefunden werden konnte. Vermutlich war es seinerzeit von RUNZHEIMER oder von Rudolf und Emma RICHTER entliehen worden, mit Eingliederung der Marburger Sammlungsbestände ist es jedoch auch formal in die Sammlung des Forschungsinstituts Senckenberg übergegangen.

Vorkommen: Aufgrund der in der Diskussion genannten Unsicherheiten bezüglich der taxonomischen Fassung des Taxons ist die Verbreitung aktuell nicht genau erfassbar. Nach CHLUPÁČ et al. (2000) reicht die stratigraphische Reichweite von der *partitus*- bis in die *kockelianus*-Zone der Conodonten-Chronologie im Eifelium.

4 Diskussion

Aus dem Greifenstein-Kalk der Typlokalität sind bisher die sieben Scutelluiden-Taxa *Sagittapeltis triangularis* KIM, 1997, *Paralejurus dormitzeri cunabulorum* n. ssp., *Scabriscutellum* (subg. indet.) *elongatum greifensteinense* n. ssp., *Sc.* (subg. indet.) sp. cf. *holynense* ŠNAJDR, 1960, *Sc.* (*Rheiscutellum*?) n. sp. B aff. *caelebs* (BARRANDE, 1852), *Sc.* (*Rh.*?) aff. *oblongum* (HAWLE & CORDA, 1847) sowie *Thysanopeltis speciosa* HAWLE & CORDA, 1847 bekannt, womit die Scutelluiden-Fauna eine ungewöhnlich hohe Diversität aufweist. Da zu den verschiedenen Taxa nur vereinzelt stratigraphische Informationen vorliegen, fehlt allerdings eine Grundlage zur Beurteilung ihrer stratigraphischen Reichweite. Für *Sagittapeltis triangularis* liegen Belege aus der *richteri*- sowie *maureri*-Zone der Dacryoconariden-Chronologie vor, für *Paralejurus dormitzeri cunabulorum* n. ssp. aus der *sulcata sulcata*-Zone, möglicherweise *procera*-Subzone. Die einzigen beiden bislang bekannten Funde zu *Scabriscutellum* (*Rheiscutellum*?) aff. *oblongum* stammen jeweils aus der *richteri*-Zone. *Thysanopeltis speciosa* ist mit Sicherheit ab der *holycera*-Subzone belegt. Für *Th. speciosa* gibt ŠNAJDR (1960) aus Böhmen auch Funde aus dem Suchomasty- sowie Třebotov-Kalk an. Wie bereits erwähnt, tritt sie nach CHLUPÁČ et al. (2000) in der *partitus*-Zone der Conodonten-Chronologie im tiefsten Eifelium auf, während Verfasser im Ballersbach-Kalk der Typlokalität das Auftreten von *Thysanopeltis* in der *maureri*-Zone beobachten konnte und somit ein noch früheres Einsetzen nicht ausgeschlossen scheint. Nimmt man das offensichtlich erst in einem höheren stratigraphischen Horizont auftretende Taxon *Th. speciosa* aus, finden sich zu allen Greifensteiner Taxa eng verwandte Formen im Suchomasty- sowie dem gleichaltrigen Třebotov-Kalk, womit eine stratigraphische Überlappung des Vorkommens auch für Greifenstein naheliegt. Ungewiss ist, ob das Auftreten von *Th. speciosa* mit weiteren Veränderungen in der Scutelluiden-Fauna einhergeht.

Von Verfasser wurde wiederholt auf die enge Beziehung der Trilobiten-Fauna des Greifenstein-Kalks der Typlokalität zum Tepla-Barrandium hingewiesen (U. FLICK 1999, 2018). Die Scutelluiden-Fauna bestätigt dies in einem besonderen Maße. Dies gilt in einem doppelten Sinne. Wie oben bereits ausgeführt, finden sich zu allen Taxa des Greifenstein-Kalks eng verwandte Formen in den gleichaltrigen Karbonaten des Barrandiums. Darüber hinaus zeigt aber auch umgekehrt die Zusammensetzung der Scutelluiden-Fauna gerade des Suchomasty-Kalks ein sehr hohes Maß der Übereinstimmung. Alle bislang aus dem Suchomasty-Kalk bekannt gewordenen Taxa finden sich in nah-verwandten Formen im Greifenstein-Kalk der Typlokalität wieder (vgl. zum Suchomasty-Kalk die tabellarische Darstellung bei CHLUPÁČ 1983). Hinzu kommen in Greifenstein noch *Sc.* (subg. indet.) sp. cf. *holynense* sowie *Th. speciosa*, wobei letztere wie bereits erwähnt erst in einem höheren Horizont aufzutreten scheint. Ohne eine

entsprechende geographische Nähe lässt sich dieser Grad der Übereinstimmung nicht erklären. Der Umstand, dass alle Taxa trotz der engen Verwandtschaft auf Art- oder Unterart-Ebene getrennt werden müssen, spricht jedoch auch für eine ausreichende räumliche Trennung, die eine eigenständige phylogenetische Entwicklung zuließ. Darauf weist möglicherweise auch das Vorkommen von *Sc.* (subg. indet.) sp. cf. *holynense* insofern, als dass *holynense* im Barrandium im Třebotov-Kalk auftritt, der einem tieferen Fazies-Bereich zuzuordnen ist (vgl. CHLUPÁČ 1983).

Aus dem sogenannten Greifenstein-Kalk von Günterod liegen aus alten Aufsammlungen im Forschungsinstitut Senckenberg/Frankfurt am Main (SMF) die Taxa *Paralejurus* aff. *applanatus* (NOVÁK, 1890), *Scabriscutellum* (subg. Indet.) sp. A sowie *Sc.* (*Rheiscutellum*?) n. sp. C aff. *caelebs* (BARRANDE, 1852) vor. KAYSER & HOLZAPFEL (1894) nennen zudem aus dem Greifenstein-Kalk von Günterod *Thysanopeltis speciosa*. Wie bei *P.* aff. *applanatus* ausgeführt, bezieht sich deren Meldung von *P. dormitzeri* vermutlich auf jenes Taxon. Ein weiterhin von ihnen aufgeführter *Bronteus angusticeps* stellt am wahrscheinlichsten ein Taxon von *Scabriscutellum* dar, für eine weitere Zuordnung fehlt allerdings die Grundlage, weswegen auch die Zugehörigkeit zu einem der oben angeführten Taxa von *Scabriscutellum* nicht beurteilt werden kann. Darüber hinaus stammt möglicherweise, wie bei *Sagittapeltis triangularis* erläutert, das bei NOVÁK (1890) dargestellte vermutlich zu *Sagittapeltis* gehörige Cranidium nicht aus dem Günterod-, sondern aus dem sogenannten Greifenstein-Kalk. Somit lässt sich auch im sogenannten Greifenstein-Kalk von Günterod auf eine Scutelluiden-Fauna mit hoher Diversität schließen. Zum Greifenstein-Kalk der Typlokalität sind jedoch keine näheren Beziehungen feststellbar. Zwar legt die Faunenliste bei KAYSER & HOLZAPFEL (1894) enge Beziehungen ins Barrandium nahe, das gilt allerdings für die Scutelluiden-Fauna nicht ohne weiteres. Während *Scabriscutellum* (*Rh.*?) n. sp. C aff. *caelebs* Beziehungen nach Böhmen anzeigt, weist *P.* aff. *applanatus* auf Beziehungen zu Faunen der Bicken-Ense-Decke, denen der sog. Greifenstein-Kalk von Günterod wohl zuzurechnen ist. *Sc.* (subg. indet.) sp. B lässt zum jetzigen Zeitpunkt keine näheren Aussagen zu paläobiogeographischen Beziehungen zu. Für eine genauere Beurteilung der faunistischen Beziehungen ist jedoch auch die Miteinbeziehungen der anderen Trilobiten-Gruppen unerlässlich. Eine Darstellung sowie Diskussion des aktuellen Stands der Kenntnisse findet sich bei U. FLICK (2021c).

Danksagung: Herr Prof. Dr. C. Brauckmann/TU Clausthal hat das Manuskript einer kritischen Durchsicht unterzogen. Seinerzeit Herr Dr. K. Weddige/Forschungsinstitut Senckenberg sowie weiterhin Herr Dr. G. Heumann/Universität Bonn

unterstützten tatkräftig die Materialarbeiten in den Beständen Senckenbergs bzw. in den Bonner Sammlungen. Darüber hinaus war Herr S. Morrison/University of Oregon bei der Beschaffung von Literatur behilflich, und Frau H. Kolar/Markt-

obendorf übersetzte Verfasser Texte aus dem Tschechischen. Das Abstract wurde von Herrn B. Bognar/Friedberg durchgesehen. Allen genannten Personen sei für ihre Unterstützung herzlich gedankt.

5 Schriftenverzeichnis

- ALBERTI, G.K.B. (1970): Trilobiten des jüngeren Siluriums sowie des Unter- und Mitteldevons. II. – Abh. senckenberg. naturforsch. Ges., **525**: 1-233, 20 Abb., 4 Tab., 20 Taf.; Frankfurt/Main.
- ALBERTI, G.K.B. (1981): Trilobiten des jüngeren Siluriums sowie des Unter- und Mittel-Devons. III. Mit Beiträgen zur Devon-Biostratigraphie (insbesondere nach Nowakiidae) in N-Afrika, Sardinien, Oberfranken und im Harz. – Senck. leth., **62** (1): 1-75, 10 Abb., 8 Taf.; Frankfurt/Main.
- ALBERTI, G.K.B. (1983): Trilobiten des jüngeren Siluriums sowie des Unter- und Mittel-Devons. IV. – Senck. leth., **64** (1): 1-87, 10 Abb., 9 Taf.; Frankfurt/Main.
- ALBERTI, G.K.B. (1985): Zur biostratigraphischen Untergliederung des Greifensteiner Kalkes und der Wissenbacher Schiefer (Unter- bis Mittel-Devon, Rheinisches Schiefergebirge) mithilfe von Dacryocornarida (Tentaculiten). – Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg, **59**: 51-56, 2 Abb.; Hamburg.
- ALBERTI, H. (1968): Trilobiten (Proetidae, Otariionidae, Phacopidae) aus dem Devon des Harzes und des Rheinischen Schiefergebirges (Beitrag I). – Beih. Geol. Jb., **73**: 147 S., 31 Abb., 8 Tab., 25 Taf.; Hannover.
- ARCHINAL, A. (1994): Zur Morphologie, Systematik, Stratigraphie und Ökologie der Gattung *Scutellum* (Trilobita; Devon). – Senck. leth., **74** (1/2): 291-324, 12 Abb., 1 Tab., 8 Taf.; Frankfurt/Main.
- BARRANDE, J. (1852): Système Silurien du centre de la Bohême. – I. Rech. paléont., **1**: Crustacés: Trilobites: 935 S., 51 Taf.; Prag und Paris.
- BASSE, M. (1996): Trilobiten aus mittlerem Devon des Rhenohercynikums: I. Corynexochida und Proetida (1). – Palaeontographica Abt. A, **239** (4-6): 89-182, 7 Abb., 14 Tab., 15 Taf.; Stuttgart.
- BASSE, M. & LEMKE, U. (1996): Trilobiten aus mittlerem Givetium (Mittel-Devon) des nördlichen Rechtsrheinischen Schiefergebirges. – Geol. Paläont. Westf., **46**: 1-65, 4 Abb., 10 Taf.; Münster.
- BASSE, M. & MÜLLER, P. (2016): Trilobiten aus dem Ober-Emsium und frühen Eifelium der südlichen Lahnmulde (Rupbach-Schiefer, Leun-Schiefer und Ballersbach-Kalk). – Abh. senckenberg. naturforsch. Ges., **572**: 1-329, Abb. 1-7, Tab. 1-9, Taf. 1-33; Frankfurt/Main.
- BASSE, M. & MÜLLER, P. (2018): Status quo der Funde von *Paralejurus* aus den deutschen Varisziden (Trilobita, spätes Silur bis frühes Mitteldevon). – Mainzer geowiss. Mitt., **46**: 129-154, 7 Abb., 9 Tab.; Mainz.
- BASSE, M. & WEDDIGE, K. (2006): Addendum (1) zu BASSE & WEDDIGE (2004): Typen-Katalog der Trilobiten-Sammlung des Naturkundemuseums und Forschungsinstituts Senckenberg. – Senck. leth., **86** (2): 261-264. 1 Abb.; Frankfurt/Main.
- BASSE, M., LEMKE, U. & MÜLLER, P. (2007): *Andegavia simplex* PILLET 1972, *Sagittapeltis triangularis* KIM 1997 und einige ähnliche Taxa (Scutelluidae; Trilobita, spätes Unterdevon): Morphologie, Systematik und geographische Verbreitung. – Senck. leth., **87** (1): 79-107, 1 Abb., 5 Taf.; Frankfurt/Main.
- BASSE, M., MÜLLER, P. & HABENICHT, J. (2019): *Heliopeltis* und *Sagittapeltis* im Emsium des Rhenohercynikums (Trilobita, Unterdevon, deutsche Varisziden). – Dortmunder Beitr. Zur Landesg., naturwiss. Mitt., **49**: 71-91, 1 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; Dortmund.
- CHATTERTON, B.D.E., FORTEY, R., BRETT, K., GIBB, S. & MCKELLAR, R. (2006): Trilobites from the upper Lower to Middle Devonian Timrharrhart Formation, Jbel Gara el Zguilma, southern Morocco. – Palaeontographica Canadiana, **25**: 1-177, 1 Abb., 1 Tab., 54 Taf.; Calgary.
- CHLUPÁČ, I. (1983): Trilobite assemblages in the Devonian of the Barrandian area and their relations to palaeoenvironments. – Geol. et Palaeont., **17**: 45-73, 5 Abb., 5 Tab., 3 Taf.; Marburg.
- CHLUPÁČ, I. (1992): Middle Devonian trilobites from Čelechovice in Moravia (Czechoslovakia). – Sbor. geol. Věd. Paleont., **32**: 123-161, 7 Abb., 8 Taf.; Prag.
- CHLUPÁČ, I., FEIST, R. & MORZADEC, P. (2000): Trilobites and standard Devonian stage boundaries. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **220**: 87-98, 3 Abb.; Frankfurt/Main.
- DENCKMANN, A. (1895): Zur Stratigraphie des Oberdevons im Kellerwald und in einigen benachbarten Devon-Gebieten. – Jahrb. Königl. Preuss. geol. Landesanst. und Bergakad. für das Jahr 1894, **15**: 8-65, 1 Taf.; Berlin.
- DIETRICH, H. (1985): Zur Mikrofazies karbonatischer Schelfablagerungen im Bereich der Unter-/Mittel-Devon-Grenze (Rheinisches Schiefergebirge). – Diss., Universität Hamburg, 84 S., 18 Abb., 3 Tab. (Mskl.); Hamburg.
- Eckelmann, K., Nesbor, H.-D., Königshof, P., Linnemann, U., Hofmann, M., LANGE, J.-M. & SAGAWA, A. (2014): Plate interactions of Laurussia and Gondwana during the formation of Pangaea – Constraints from U-Pb LA-SF-ICP-MS detrital zircon ages of Devonian and Early Carboniferous siliciclastics of the Rhenohercynian zone, Central European Variscides. – Gondwana Research, **25**: 1484-1500, 8 Abb., 2+19 Tab.; Amsterdam.
- ERBEN, H.K. (1953): Stratigraphie, Tektonik und Faziesverhältnisse des böhmisch entwickelten Unterdevons im Harz. – Beih. Geol. Jb., **9** (VII): 98 S., 22 Abb.; Hannover.
- FEIST, R. (1974): Devonische Scutelluidae (Trilobitae) aus der östlichen Montagne Noire (Südfrankreich). – Palaeontographica, Abt. A, **147** (1-3): 70-114, 13 Abb., 2 Tab., 6 Taf.; Stuttgart.
- FEIST, R. & CHATTERTON, B.D.E. (2015): Kolihapeltine trilobites, the spiniest scutelluids from the Eastern Anti-Atlas (Morocco, Early Devonian): Evolution, environment and classification. – Papers in Palaeontology, **1** (3): 255-287, 13 Abb.; London.
- FLICK, H. (2012): Geologische Karte von Hessen 1:25 000 (GK25), Bl. 5315 Herborn, 2. überarb. Aufl.; Wiesbaden (Hess. L.-Amt Naturschutz, Umwelt u. Geol.).
- FLICK, H. & NESBOR, H.-D. (2019): Lahn-Dill-Gebiet – eine geologische Einheit im Rheinischen Schiefergebirge. – Aufschluss, **70**: 263-277, 15 Abb.; Heidelberg.

- FLICK, H. & NESBOR, H.-D. (2021a): Lahn-Dill-Gebiet. – In: HLNUG (Hrsg.): Geologie von Hessen: 49-77, 14 Abb., 1 Tab.; Stuttgart (Schweizerbart).
- FLICK, H. & NESBOR, H.-D. (2021b): Kellerwald. – In: HLNUG (Hrsg.): Geologie von Hessen: 77-88, 5 Abb., 1 Tab.; Stuttgart (Schweizerbart).
- FLICK, U. (1999): Die Trilobiten von Greifenstein/Hörre – Ableger einer böhmischen Fauna im Rheinischen Schiefergebirge. – Jb. nass. Ver. Naturkde., **120**: 23-40, 11 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; Wiesbaden.
- FLICK, U. (2018): Die Trilobiten-Fauna im Greifenstein-Kalk der Typlokalität (Grenzbereich Emsium/Eifelium) – ein Zwischenbericht. – Jb. nass. Ver. Naturkde., **139**: 133-161, 6 Abb., 2 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
- FLICK, U. (2021a): Die Trilobiten-Fauna im Ballersbach-Kalk (Bicken-Formation) an der Typlokalität (Trilobita; Unter-/Mitteldevon). – Geol. Jb. Hessen, **140**: 5-34, 11 Abb., 2 Tab., 3 Taf.; Wiesbaden.
- FLICK, U. (2021b): *Belenopyge bellerophon* n. sp. und *Perunaspis?* sp. (Trilobita) aus dem Greifenstein-Kalk der Typlokalität (Grenzbereich Emsium/Eifelium, Unter-/Mitteldevon). – Geol. Jb. Hessen, **140**: 35-46, 5 Abb., 2 Taf.; Wiesbaden.
- FLICK, U. (2021c): Taxa der Phacopinae HAWLE & CORDA, 1847 (Trilobita) aus dem Grenzbereich Emsium/Eifelium, Unter-/Mitteldevon sowie dem Unter-Eifelium/Mitteldevon der Bicken-Enschede (Rheinisches Schiefergebirge). – Geol. Jb. Hessen, **140**: 73-100, 7 Abb., 2 Tab., 5 Taf.; Wiesbaden. – [im Druck]
- GOLDMANN, K.-J. (1969): Über ein neues Vorkommen von Greifensteiner Kalk. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh 1969 (1): 11-17, 3 Abb.; Stuttgart.
- HERRMAN, F. (1911): Über das Paläozoicum am Ostrande des rheinischen Schiefergebirges. – Jb. nass. Ver. Naturkde., **64**: 1-49, 1 Abb., 1 Karte, 2 Taf.; Wiesbaden.
- HORN, M., KULICK, J. & MEISCHNER, K.-D. (1973) mit Beitr. von BRENDOW, V., EHRENBURG, K.-H., HÖLTING, B., KIRCHHEIMER, F., KUTSCHER, F., MEISL, S., RABEN, A., SCHRÖCKE, W., SEMMEL, A., THIELCKE, G. & WENDLER, R.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1: 25 000, Bl. 4820 Bad Wildungen. – 386 S., 69 Abb., 20 Tab., 2 Taf., 3 Beibl.; Wiesbaden (Hess. L.-Amt Bodenforsch.).
- HUCKRIEDE, H. (1992): Das Barytlager von Günterod in der Dillmulde (Rheinisches Schiefergebirge, Deutschland): eine allochthone Scholle in givetischen Debris-Flow-Sedimenten. – Geol. Jb. Hessen, **120**: 117-144, 8 Abb.; Wiesbaden.
- KAYSER, E. & HOLZAPFEL, E. (1894): Über die stratigraphischen Beziehungen der böhmischen Stufen F, G, H. Barrande's zum rheinischen Devon. – Jb. kgl. preuß. geol. Reichsanst. für das Jahr 1893, **45**: 287-306, 3 Abb.; Berlin.
- KIELAN, Z. (1954): Les trilobites mésodévonien des Monts de Sainte-Croix. – Paleont. Pol., **6**: 1-50, 35 Abb., 7 Taf.; Warschau.
- KIM, I.-S. (1997): Trilobiten aus dem Greifensteiner Kalk (Grenzbereich Unter- und Mitteldevon). – Palaeontographica, Abt. A, **245** (1-6): 157-205, 8 Abb., 2 Tab., 12 Taf.; Stuttgart.
- KOCH, M. (1898): Über die Umdeutung der geologischen Verhältnisse des Unterharzes. – Z. deutsch. geol. Ges., Verh., **50**: 21-28, 1 Tab.; Berlin.
- LOTZ, H. (1901): Pentamerus-„Quarzit“ und Greifensteiner Kalk. – Jb. kgl. preuß. geol. L.-Anst. für das Jahr 1900, **21**: 64-80, 3 Abb.; Berlin.
- LÜTKE, F. (1961): Das Alter des Lauterberger (Schönauer) Kalkes (Unterdevon) der Rothäuser Klippe bei Bad Lauterberg (Harz). – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1961**: 124-140, 7 Abb.; Stuttgart.
- LÜTKE, F. (1965): Zur Kenntnis herzynischer Trilobiten aus dem Unter- und Mitteldevon des Harzes. – Palaeontographica, Abt. A, **124** (4-5): 151-236, 37 Abb., 6 Tab., 6 Taf.; Stuttgart.
- NESBOR, H.-D. (2021): Geotektonisch-paläogeographische Entwicklung Mitteleuropas im Paläozoikum. – In: HLNUG (Hrsg.): Geologie von Hessen: 17-33, 7 Abb.; Stuttgart (Schweizerbart).
- NOVÁK, O. (1890): Vergleichende Studien an einigen Trilobiten aus dem Hercyn von Bicken, Wildungen, Greifenstein und Böhmen. – Palaeont. Abh., N.F., **1** (3): 1-46, 8 Abb., 5 Taf.; Jena.
- ORMISTON, A.R. (1967): Lower and Middle Devonian trilobites of the Canadian Arctic Islands. – Bull. geol. Surv. Can., **153**: 1-148, 7 Abb., 5 Tab., 17 Taf.; Ottawa.
- OSMÓLSKA, H. (1957): Trilobites from the Couvinian of Wydrzów (Holy Cross Mts., Poland). – Acta palaeont. polon., **2** (1): 53-80, 6 Abb., 3 Taf.; Warschau.
- PRANTL, F. (1949): O nových nebo málo známých českých trilobitech rodu *Scutellum* PUSCH, 1833. – Rozpr. II. tř. č. Akad., **59** (14): 25 S., 3 Taf.; Prag.
- RICHTER, R. & RICHTER, E. (1956): Grundlagen für die Beurteilung der Scutelluidae (Tril.). – Senck. leth., **37** (1/2): 79-124, 5 Abb., 7 Taf.; Frankfurt/Main.
- RUNZHEIMER, H. (o. J.): Palaeontologische und geologische Untersuchung des Greifensteiner Kalks von Greifenstein. – Diss., Universität Frankfurt am Main, 333 S., 4 Tab., 5 Taf.; Frankfurt/Main.
- RUNZHEIMER, H. (1931): Paläontologische und geologische Untersuchung des Greifensteiner Kalkes von Greifenstein (Rhein. Schiefergebirge). – Senckenbergiana, **13**: 170-190, 11 Abb.; Frankfurt/Main.
- SCHRAUT, G. & FEIST, R. (2004): The Devonian styginit trilobite *Paralejurus*, with new data from Spain and Morocco. – J. Paleontology, **78** (4): 709-722, 8 Abb.; Tulsa/Oklahoma.
- SIEHL, A. (1962): Der Greifensteiner Kalk (Eifelium, Rheinisches Schiefergebirge) und seine Brachiopodenfauna. I. Geologie; Atrypacea und Rostrospiracea. – Palaeontographica Abt. A, **119** (5-6): 173-221, 38 Abb., 8 Tab., 18 Taf.; Bonn.
- ŠNAJDR, M. (1960): Studie o čeledi Scutelluidae (Trilobitae). – Rozpr. Ústř. Úst. Geol., **26**: 1-265, 61 Abb., 36 Taf.; Prag.
- ŠNAJDR, M. (1989): Kolihapeltis from the Bohemian Devonian (Stygnidae, Trilobita). – Čas. Mineral. Geol., **34** (4): 353-361, 1 Abb., 2 Taf.; Prag.
- VANĚK, J. (1998): Rare trilobites from the Chýnice Limestone (Emsian, Prague Basin, Czech Republic). – Palaeontologia Bohemica, **IV** (2): 6-9, 1 Abb., 1 Taf.; Prag.
- VANĚK, J. & VALÍČEK, J. (2002): New index of the genera, subgenera, and species of Barrandian trilobites. Part C-D (Silurian-Devonian). – Palaeontologia Bohemica, **VIII** (1): 1-74; Prag.
- VANĚK, J., VOKÁČ, V. & HÖRINGER, F. (1992): New trilobites from the Silurian and Devonian in the Prague Basin (Central Bohemia). – Věst. Českého geol. úst., **67** (2): 97-108, 4 Taf.; Prag.
- WEDDIGE, K. (Hg.) (1996): Beiträge zu Gemeinschaftsaufgaben der deutschen Subkommission für Devon-Stratigraphie, 1: Devon-Korrelationstabelle. – Senck. leth., **76** (1/2): 267-286, 7 Abb., 43 Tab.-Spalten; Frankfurt/Main.

ULRICH FLICK¹

Taxa der Phacopinae HAWLE & CORDA, 1847 (Trilobita) aus dem Grenzbereich Emsium/Eifelium sowie Unter-Eifelium (Unter-/Mitteldevon) der Bicken-Ense-Decke (Rheinisches Schiefergebirge)

Zusammenfassung

Aus Aufsammlungen von Rudolf und Emma RICHTER/Forschungsinstitut Senckenberg, Frankfurt am Main, werden aus dem sog. Greifenstein-Kalk von (Bad Endbach-)Günterod/Lahn-Dill-Gebiet die Taxa *Chotecops hoseri* n. ssp. A, *Ch.* n. sp. B, *Morocops* (*Morocops*?) *richterorum* n. sp. und *Mor.* (subg. indet.) n. sp. D sowie aus vermeintlichem Günterod-Kalk von Günterod *Chotecops auspex* (CHLUPÁČ, 1971) und *Ch. morrisoni* n. sp. vorgestellt. Zu *Ch. auspex* liegen weitere Funde aus dem sog. Greifenstein-Kalk von Bad Wildungen/Kellerwald vor, aus dem zudem der Fund eines Pygidiums vorbehaltlich zu *Ch.* n. sp. B gestellt wird. Aus dem Günterod-Kalk von (Mittenaar-)Ballersbach/Lahn-Dill-Gebiet werden weiter-

hin *Chotecops sollei erebus* n. ssp. und *Ch.*? sp. C beschrieben.

All diesen Taxa ist gemein, dass sie zeitlich in den Grenzbereich Emsium/Eifelium, Unter-/Mitteldevon bzw. das Unter-Eifelium/Mitteldevon einzustufen sind, wobei sie aus Karbonaten stammen, die sicher zur Bicken-Ense-Decke zählen oder als solche zu interpretieren sind. Die paläobiogeographische Bedeutung der Taxa wird besprochen, die Kenntnisse zur Faunen-Führung der sog. Greifenstein-Kalke von Günterod und Bad Wildungen zusammengefasst und die Beziehungen zum Greifenstein-Kalk der Typlokalität von Greifenstein bei Herborn/Lahn-Dill-Gebiet diskutiert.

Abstract

From collections of Rudolf and Emma RICHTER/Forschungsinstitut Senckenberg, Frankfurt am Main, the taxa *Chotecops hoseri* n. ssp. A, *Ch.* n. sp. B, *Morocops* (*Morocops*?) *richterorum* n. sp. and *Mor.* (subg. indet.) n. sp. D from the so-called Greifenstein Limestone of (Bad Endbach-)Günterod/Lahn-Dill-area as well as *Chotecops auspex* (CHLUPÁČ, 1971) and *Ch. morrisoni* n. sp. from putative Günterod Limestone of Günterod are reported. Further specimens of *Ch. auspex* are at hand from the so-called Greifenstein Limestone of Bad Wildungen/Kellerwald, additionally a pygidium which is tentatively regarded as *Ch.* n. sp. B. Furthermore, from the Günterod Limestone of (Mittenaar-)Ballersbach/Lahn-Dill-area

the taxa *Chotecops sollei erebus* n. ssp. and *Ch.*? sp. C are described.

All the taxa described are finds from limestones yielding ages of the change from Emsian to Eifelian respective early Eifelian, thereby these limestones constitute parts of the Bicken-Ense Nappe or can be interpreted as such. The paleobiogeographic significance of the taxa is discussed, available information about the trilobite faunas of the so-called Greifenstein Limestones of Günterod and Bad Wildungen is given and furthermore, the relationship to the Greifenstein Limestone of the type locality at Greifenstein near Herborn/Lahn-Dill-area is discussed.

Inhalt

1 Einleitung	74
2 Zu Fundort und Fundschichten	74
3 Systematischer Teil	77
4 Diskussion	93
5 Schriftenverzeichnis	98

¹ Dr. Ulrich Flick, Carl-Orff-Ring 5, D-87616 Marktoberdorf, uflick@gmx.de

1 Einleitung

Bei der Einsicht der Material-Bestände des Greifenstein-Kalks der Typlokalität (Grenzbereich Emsium/Eifelium, Greifenstein bei Herborn) in den Sammlungen des Forschungsinstituts Senckenberg/Frankfurt am Main in Vorbereitung zu U. FLICK (1999) wurde eine kleine von Rudolf und Emma RICHTER stammende Aufsammlung von Trilobiten aus dem sog. Greifenstein-Kalk von (Bad Endbach-)Günterod vorgefunden, die vermutlich im Rahmen der von ihnen geplanten Devon-Monographie angelegt worden war. Da seinerzeit der Fokus auf der systematischen Erfassung der Trilobiten-Fauna des Greifenstein-Kalks der Typlokalität lag, wurde die Auseinandersetzung mit jenen Funden zunächst zurückgestellt. Dabei ist die Faunen-Führung der sog. Greifenstein-Kalke anderer Vorkommen (s. hierzu auch Kap. 2, Zu den Fundorten und Fundschichten sowie U. FLICK 2021b) allerdings von besonderer Relevanz zur Klärung der Beziehungen zum typischen Greifenstein-Kalk des Vorkommens „In der Wiege“ bei Greifenstein. Während der Greifenstein-Kalk der Typlokalität inzwischen der Steinhorn-Decke zugerechnet wird (s. geologische Neuauflage Blatt Herborn, H. FLICK 2012, sowie ECKELMANN et. al 2014, NESBOR 2021), sind insbesondere die Vorkommen der sog. Greifenstein-Kalke von Günterod und von der Ense bei Bad Wildungen durch ihre Assoziierung mit Karbonaten der Bicken-Ense-Decke (Ballersbach-Kalk bzw. Ense-Kalk sowie Günterod-Kalk) als Ablagerungen jener Decke zu interpretieren. Aufgrund der Auseinandersetzung Verfassers mit der Trilobiten-Fauna der Karbonate der Bicken-Ense-Decke im Zuge der Neuaufwältigung der Typlokalität des Ballersbach-Kalks „In der Bomm“ bei (Mittenaar-)Ballersbach (vgl. FLICK & FLICK 2017 sowie U. FLICK 2021a) hat darum die

Erfassung der Trilobiten-Faunen der besagten beiden Vorkommen zur Klärung der Beziehungen zu den anderen Karbonaten der Bicken-Ense-Decke nochmal an Bedeutung gewonnen.

Die Scutelluiden-Funde des sog. Greifenstein-Kalks von Günterod werden gesondert erörtert (U. FLICK 2021b). Hier sollen die Funde der Phacopinae HAWLE & CORDA, 1847, die in besagter RICHTERSchen Sammlung einen beträchtlichen Anteil ausmachen, vorgestellt werden. Einen besonderen Wert erlangt die RICHTERSche Aufsammlung weiterhin durch den Umstand, dass sich die Lokalität des sog. Greifenstein-Kalks bei Günterod im Gelände bislang nicht nachprüfen ließ. Aus dieser Aufsammlung liegen an Phacopinen die Taxa *Chotecops hoseri* n. ssp. A, *Ch. n. sp. B*, *Morocops (Morocops?) richterorum* n. sp. sowie *Mor.* (subg. indet.) n. sp. D vor.

Weiterhin werden aus dem Günterod-Kalk der Lokalitäten „In der Bomm“ bei Ballersbach die Taxa *Chotecops sollei erebus* n. ssp. und *Chotecops?* sp. C sowie aus einer weiteren RICHTERSchen Aufsammlung aus vermeintlichem Günterod-Kalk von Günterod die Taxa *Chotecops auspex* (CHLUPÁČ, 1971) und *Ch. morrisoni* n. sp. dargestellt. Zu *Ch. auspex* liegt zudem weiteres Material aus dem sog. Greifenstein-Kalk von Bad Wildungen vor. Ergänzend wird von dort ein Pygidium vorbehaltlich zu *Ch. n. sp. B* gestellt.

Das Belegmaterial dieser Arbeit entstammt im Wesentlichen der Sammlung des Forschungsinstituts Senckenberg/Frankfurt (SMF). Material aus der Sammlung des Verfassers wird, soweit nicht anders vermerkt, in der Sammlung des Hessischen Landesamts für Naturschutz, Umwelt und Geologie (HLNUG) in Wiesbaden hinterlegt.

2 Zu Fundorten und Fundschichten

Das hier vorgestellte Material entstammt verschiedenen Karbonatvorkommen aus dem Lahn-Dill-Gebiet sowie aus dem Kellerwald. Diese werden dabei einerseits der Bicken-Ense-Decke zugeordnet, wie im Fall des Günterod-Kalks, oder sind andererseits als Karbonate dieser Decken-Einheit zu interpretieren, wie im Fall der sog. Greifenstein-Kalke von Günterod und der Ense bei Bad Wildungen (s. auch U. FLICK 2021b; zur Tektonik der Bicken-Ense-Decke s. NESBOR 2021 sowie FLICK & NESBOR 2021a). Eine entsprechende Interpretation erfolgt für letzteres Vorkommen bereits ebenfalls (s. FLICK & NESBOR 2021b). Eine nominelle Abtrennung dieser sog. Greifenstein-Kalke ist darum notwendig.

Beim Greifenstein-Kalk von Günterod handelt es sich um einen grauen, grobkörnigen sowie spätigen Kalk, während der sog. Greifenstein-Kalk von Bad Wildungen einen mikritischen Flaserkalk darstellt, dessen Farbspektrum von hellgrau bis rot

reicht. Obgleich der Greifenstein-Kalk der Typlokalität sehr heterogen ist, sind die Karbonate deutlich voneinander unterscheidbar, und der sog. Greifenstein-Kalk von Bad Wildungen wird bereits in der Bearbeitung der GK 25 4820 Bad Wildungen nicht mehr als Greifenstein-Kalk bezeichnet, sondern mit dem Ballersbach-Kalk zusammengefasst (HORN et al. 1973).

Der sog. Greifenstein-Kalk von Günterod entstammt wohl einer oder mehreren Karbonatlinsen aus dem Umfeld der von HUCKRIEDE (1992) im Zusammenhang mit dem Baryt-Lager von Günterod beschriebenen Debris-Flow-Sedimente. Bislang ist es nicht gelungen, den oder die Fundpunkte im Gelände zu identifizieren, es ist zu vermuten, dass der oder die Fundorte nicht mehr bestehen. Beim Vorkommen von Bad Wildungen handelt es sich um Ackerlesefunde aus dem klassischen Fundgebiet der Ense (zur Lage der Fundorte im Rheinischen Schiefergebirge s. Abb. 1).

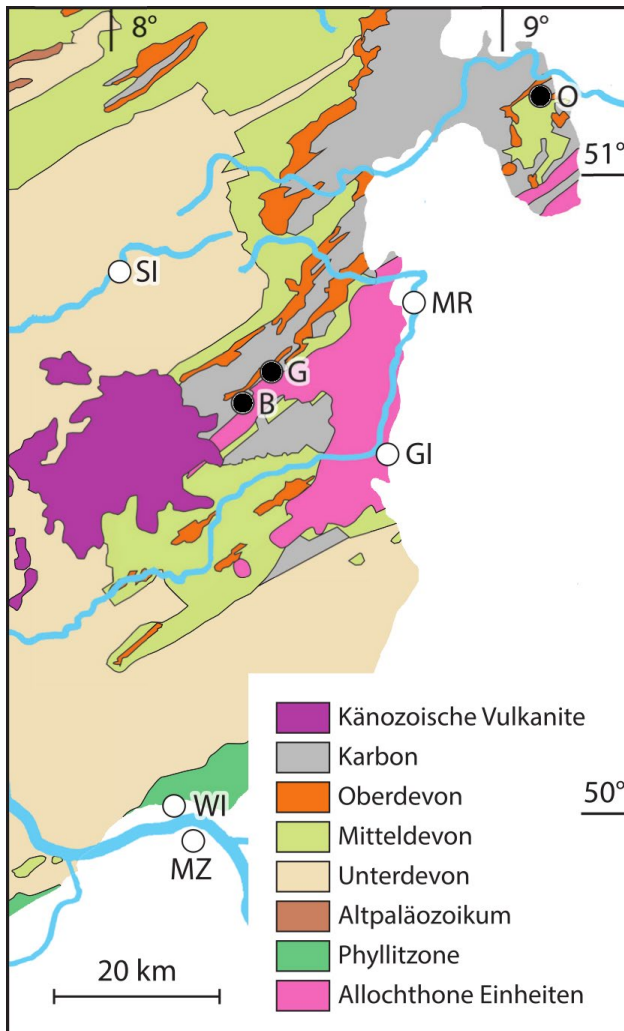


Abb. 1: Lage der Fundorte im Rheinischen Schiefergebirge: B = Ballersbach, G = Günterod, O = Odershausen (Ense).

Sowohl der sog. Greifenstein-Kalk von Günterod als auch der von Bad Wildungen wird vom Ballersbach- sowie Günterod-Kalk der Bicken-Ense-Decke begleitet, weswegen sie als Bestandteile der Bicken-Ense-Decke zu interpretieren sind, wie das, wie oben erwähnt, für das letztere Vorkommen bereits erfolgt ist (FLICK & NESBOR 2021b). Nach DENCKMANN (1895) tritt der sog. Greifenstein-Kalk der Ense als Linsen innerhalb der Ense-Kalke auf, die nur an einer Stelle größere Mächtigkeit erlangen, und interpretiert diesen offensichtlich als einen die Ense-Kalke begleitenden Horizont. Aufgrund des Fehlens von Aufschlüssen besteht jedoch Unsicherheit hinsichtlich der Lagerungsverhältnisse, und es ist ungewiss, ob es sich hierbei tatsächlich um einen Horizont innerhalb der Ense-Kalk-Formation handelt oder nicht doch um Einschüppungen. Die Intensität der Tektonik wird von MEISCHNER in HORN et al. (1973) anhand der Verhältnisse des einzigen dort vorhandenen Aufschlusses vom Blauen Bruch betont. Unter den besagten

Umständen liegt es nahe, dass diese Karbonate eine eigene Faziesausbildung innerhalb der Karbonate der Bicken-Ense-Decke darstellen. Wie in der Einleitung erwähnt, ist darum auch hinsichtlich der von Verfasser begonnenen Auseinandersetzung mit der Trilobiten-Fauna der Bicken-Ense-Decke (U. FLICK 2021a) eine Klärung der Faunenführung von besonderem Interesse, da diese Rückschlüsse auf die Beziehungen der Karbonate untereinander sowie auf den Ablagerungsraum selbst verspricht.

Die genaue stratigraphische Reichweite ist für beide Vorkommen unbekannt. Aus einer Probe mit *Chotecops auspex* (CHLUPÁČ, 1971) aus dem sog. Greifenstein-Kalk von Bad Wildungen liegt Verfasser *Nowakia (Maurerina) procera* (MAURER, 1880) vor (Abb. 2), womit eine Einstufung in das Unter-Eifelium gemäß der *procera*-Subzone der Dacryoconariden-Chronologie möglich ist. Durch das Auftreten von Taxa, die mit dem stratigraphisch älteren Suchomasty-Kalk aus Böhmen oder aber möglicherweise auch mit dem Ballersbach-Kalk der Bicken-Ense-Decke assoziierbar sind (vgl. Aufstellung in Kap. 4, Diskussion), liegt jedoch ein bereits früheres Einsetzen im Emsium nahe. Die stratigraphischen Informationen bei MEISCHNER in HORN et al. (1973) legen auch für den Ballersbach-Kalk der Ense ein Einsetzen im Ober-Emsium nahe. Eine ähnliche Konstellation ergibt sich weiterhin für den sog. Greifenstein-Kalk von Günterod. Die nominotypische Unterart von *Chotecops hoseri* (HAWLE & CORDA, 1847) entstammt

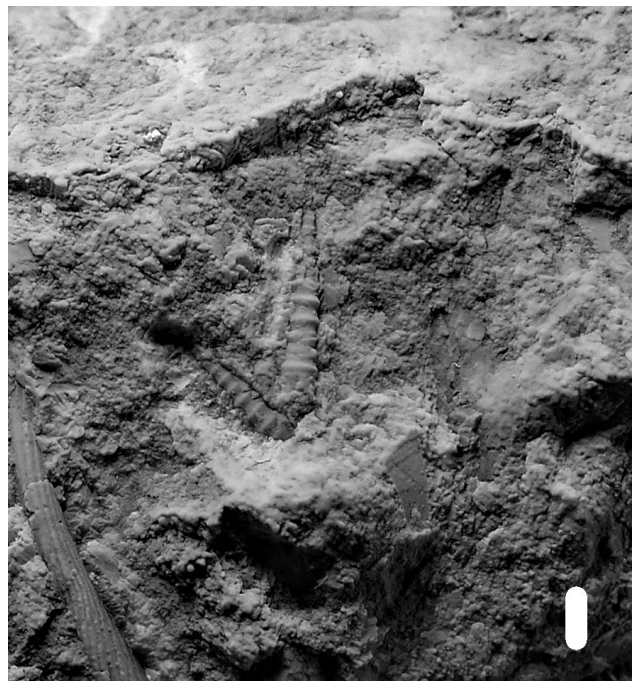


Abb. 2: Zwei Exemplare von *Nowakia (Maurerina) procera* (MAURER, 1880), Slg. Verfasser, *procera*-Subzone, Unter-Eifelium/Mitteldevon, sog. Greifenstein-Kalk, Ense bei Bad Wildungen/Kellerwald. Maßstab 1 mm, geweißt.

dem untereifelischen *Acanthopyge*-Kalk aus Böhmen, wohingegen ebenfalls mit dem Suchomasty-Kalk assoziierbare Taxa auftreten (z. B. *Orbitoproetus orbitatus* (BARRANDE, 1846) oder *Harpes reticulatus* HAWLE & CORDA, 1847, vgl. erneut Aufstellung in Kap. 4, Diskussion). Damit würde sich für beide Karbonate eine vergleichbare stratigraphische Erstreckung ergeben wie für den Greifenstein-Kalk der Typlokalität.

Die Funde von *Chotecops sollei erebus* n. ssp. sowie *Chotecops?* sp. C entstammen den Horizonten des untereifelischen Günterod-Kalks, die in den Aufschlüssen „In der Bomm I und II“ auf der Gemarkung Ballersbach im Hangenden des Ballersbach-Kalks auftreten. Dabei handelt es sich um aufgelassene Steinbrüche in Karbonat-Schuppen der Bicken-Ense-Decke, wobei das Vorkommen „In der Bomm I“ die Typlokalität des Ballersbach-Kalks darstellt (DIETRICH 1981, 1982, auf diese Arbeiten sei im Weiteren verwiesen). Die Bank-Bezeichnungen von DIETRICH werden hier übernommen. Abweichend bezieht sich Bank 106 als Stratum typicum von *Ch. sollei erebus* n. ssp. auf den gesamten Horizont des Günterod-Kalks im Hangenden des Profils 2/100, da die Aufschlussverhältnisse eine Ausscheidung verschiedener Bänke nicht zulassen. DIETRICH (1981) bezeichnete mit Bank 106 ursprünglich nur die Rudimente von Günterod-Kalk am Top der Klippe 2/100, da ihm das Hangende nicht bekannt war. Wenn auch größtenteils durch Hangschutt verdeckt, lässt sich ein Ausbiss des Günterod-Kalks als massive Lage leicht oberhalb des Tops der besagten Klippe nachweisen.

Phacopiden-Funde stellen im Günterod-Kalk von Ballersbach ausgesprochene Raritäten dar (zur Trilobiten-Fauna des Ballersbach-Kalks s. U. FLICK 2021a). Es sei noch erwähnt, dass sich durch den Nachweis von *Dianops* sp. cf. *anophthalmus* (FRECH, 1892) (s. Abb. 3) das Vorkommen der Wocklum-Stufe (höchstes Famennium, höchstes Oberdevon) für das Vorkommen „In der Bomm II“ bestätigen ließ.

Die aus den RICHTERSchen Aufsammlungen vorliegenden Funde von *Chotecops auspex* (CHLUPÁČ, 1971) sowie *Ch. morisoni* n. sp. sind mit Günterod-Kalk als Stratum sowie Günterod als Fundort beschriftet. Damit können sie ebenfalls der Bicken-Ense-Decke zugerechnet werden, wobei unklar ist, ob sich die Fundort-Bezeichnung auf die Typlokalität des Günterod-Kalks bezieht. Zusätzlich ergeben sich auch hinsichtlich des genauen Fundhorizonts Fragen. Der dort nur noch in Lesesteinen anzutreffende Günterod-Kalk zeigt an seiner Typlokalität das typische Erscheinungsbild als grobkörniger, schwarzgrauer bis schwarzer kristalliner Kalk. Die Matrix der RICHTERSchen Funde stimmt zwar farblich überein, ist jedoch

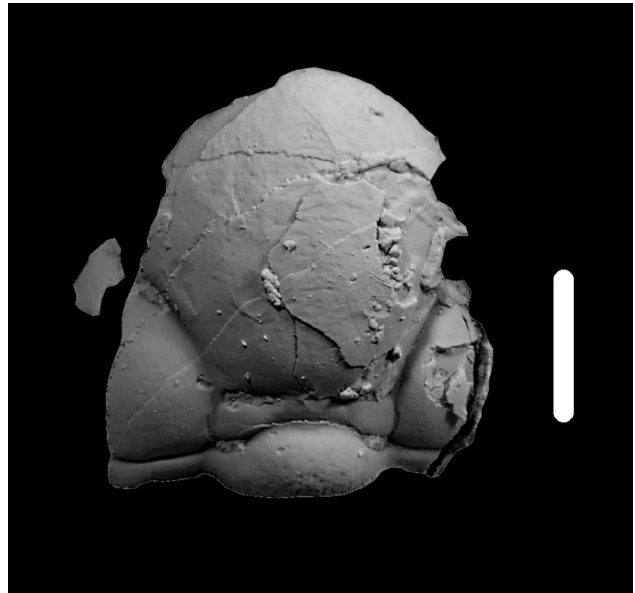


Abb. 3: *Dianops* sp. cf. *anophthalmus* (FRECH, 1892), unvollständiges Cephalon in Schalenerhaltung, Slg. Verfasser. Karbonat-Lesestein der Wocklum-Stufe, höchstes Famennium/höchstes Oberdevon. Steinbruch „In der Bomm II“/Ballersbach (Mittenaar). Maßstab 5 mm, geweiß.

merklich feinkörniger. Das Auftreten von *Ch. auspex* spricht angesichts seiner Verbreitung im böhmischen Choteč-Kalk sowie des Nachweises von *Nowakia (Maurerina) procera* in Proben des Taxons aus dem sog. Greifenstein-Kalk von Bad Wildungen für ein untereifelisches Alter oberhalb des Choteč-Events, was in Übereinstimmung mit der stratigraphischen Position des Günterod-Kalks steht. Möglicherweise handelt es sich hierbei um eine besonders feinkörnige Lage des Günterod-Kalks. In Ballersbach lässt sich im Liegenden des Günterod-Kalks allerdings eine Übergangsfazies vom Ballersbach-Kalk zum Günterod-Kalk feststellen, die ebenfalls noch in die *procera*-Subzone der Dacryoconariden-Chronologie fällt (U. FLICK 2021a). Möglicherweise entstammen diese Funde der Übergangsfazies, die in Ballersbach jedoch weniger dunkel und weniger feinkörnig ausgebildet ist. G. ALBERTI (1971) gibt eine ähnliche lithologische Beschreibung für die Matrix des Holotypus von *Timsaloproetus haasi* (G. ALBERTI, 1971), der ebenfalls einen Altfund aus Günterod darstellt. Ob tatsächlich eine Übereinstimmung vorliegt, wird sich erst mit Einsicht des Originals entscheiden lassen. Eine Herkunft aus demselben Stratum ist allerdings nicht unwahrscheinlich.

3 Systematischer Teil

Bemerkung: Hinsichtlich der morphologischen Terminologie orientiert sich Verfasser vor allem an STRUVE (STRUVE 1970 u. a.). Für die Struktur zwischen dem unteren Rand des Sehfelds und dem Vordersaum wird jedoch „Augensockel“ als einheitliche und neutrale Bezeichnung vorgezogen, wie sie z.

B. von CHLUPÁČ (1977) oder auch HAAS (1968) verwendet wird. Der Terminus „Unteraugenwulst“ impliziert eine gepolsterte, bandförmige Ausbildung, die nur für bestimmte Taxa vorbehaltlos zutrifft, wobei wegen Übergangsformen eine klare Abtrennung nicht immer möglich ist.

Ordnung **Phacopida** SALTER, 1864
Familie **Phacopidae** HAWLE & CORDA, 1847
Unterfamilie **Phacopinae** HAWLE & CORDA, 1847

***Chotecops* CHLUPÁČ, 1971**

Typusart: *Phacops (Chotecops) auspex* CHLUPÁČ, 1971.
Diagnose: STRUVE in FLICK & STRUVE (1984): 147-148.

Anmerkung: Die aktuellste Besprechung des Taxons findet sich bei OUDOT et al. (2019), die aufgrund der großen morphologischen Nähe die typischen Vertreter von *Chotecops Ch. auspex* (CHLUPÁČ, 1971) sowie *Ch. hoseri* (HAWLE & CORDA, 1847) als Referenztaxa in ihre kladistische Analyse der Gattung *Austerops* MCKELLAR & CHATTERTON, 2009 miteinbeziehen, in ihrer Diagnose jedoch CHLUPÁČ (1977) folgen. Bei *Ch. hoseri* beziehen sie sich allerdings offensichtlich auf das bei CRÔNIER, ABBACHE et al. (2018) publizierte Material aus Saoura/Algerien, das zweifellos vom böhmischen *hoseri* zu trennen ist (s. Kommentar bei *Ch. hoseri*).

Die Diagnose durch CHLUPÁČ ist sehr weit gefasst. Eine präzisere Diagnose erfolgt durch STRUVE in FLICK & STRUVE (1984). Die Angaben bei STRUVE (1995) sind hingegen sehr vereinfacht und stellen entgegen der Angabe bei BASSE & MÜLLER (2016) keine Diagnose dar, sondern sind vom Autor lediglich als eine Bestimmungshilfe intendiert. Problematisch sieht Verfasser im Konzept der Gattung durch STRUVE die Einbeziehung von Taxa mit sehr hohem, deutlich entwickeltem Augensockel, insbesondere bei den Hunsrückschiefer-Phacopiden (vgl. STRUVE 1985), da dieses Merkmal nicht ohne weiteres mit den typischen Vertretern aus dem hohen Unter- sowie dem Mitteldevon in Einklang zu bringen ist. Diese zeigen in der Regel eine relativ gleichmäßige Ausbildung des Augensockels. So weisen die von Verfasser als typische Morphologie betrachteten Taxa wie *Ch. auspex*, *Ch. hoseri* oder auch *Ch. sollei* STRUVE in FLICK & STRUVE, 1984 durchwegs einen sehr niedrigen Augensockel auf. Stärker entwickelt ist dieser bei *Ch. occidomaurus* G. ALBERTI, 1981a sowie *Ch. zizensis* G. ALBERTI, 1983, die sich allerdings sonst in ihren Merkmalen eng an die anderen genannten Taxa anschließen (zu den beiden marokkanischen Taxa s. G. ALBERTI 1981a bzw. 1983). Die Hunsrückschiefer-Phacopiden bedürfen allgemein einer Revision, die angesichts der starken Deformation qualitativ hochwertiges Material in ausreichender Menge voraussetzt und selbst dann sicher nicht alle Details ausreichend klären können. Als Reaktion auf

die Erhaltungsproblematik hatte STRUVE (1985) zahlreiche der von ihm ausgeschiedenen Formen als Unterarten oder Forma *Phacops ferdinandi* (KAYSER, 1880) zugeordnet. Angesichts der sich abzeichnenden deutlichen morphologischen Unterschiede zu *Chotecops ferdinandi ferdinandi* sensu STRUVE (1985) dürfte es sich hierbei allerdings in der Regel um eigenständige Arten handeln. Gerade wegen der Ausbildung des Augensockels erscheint die Zugehörigkeit von *ferdinandi* zu *Chotecops* jedoch zweifelhaft. Die Frage der Fassung der Gattung bleibt aber letztlich ebenfalls ein Problem der Frage der Interpretation, welche der Merkmale apomorph, plesiomorph oder analog sind.

Auch unabhängig der besagten Probleme bei der Fassung der Gattung sind im Laufe der Zeit vorgenommene Zuordnungen zur ihr teilweise problematisch und bedürfen einer kritischen Überprüfung. Da diese häufig eine Revision der Taxa voraussetzt, kann sie an dieser Stelle nicht im Detail vorgenommen werden, weswegen im Weiteren nur auf einzelne Fälle hingewiesen sei. Die givetischen Taxa *Phacops koeneri* HOLZAPFEL, 1895 sowie *Nephranops? spectabilis* MEISCHNER, 1965, die von OUDOT et al. (2019) in Übereinstimmung mit CHLUPÁČ (1977) zu *Chotecops* gestellt werden, wurden von FEIST et al. (2016) vorbehaltlich in das von ihnen neu aufgestellte Taxon *Chlupacops* integriert. Diesem Standpunkt schließt sich Verfasser hierin an. *Chotecops chlupaci* SANDFORD, 2005 wurde bereits von SANDFORD (2005) selbst dem Genus zugeordnet, einer Zurordnung, der bei OUDOT et al. (2019) gefolgt wird. Das Taxon zeigt jedoch ein sehr kurzes (sag.) und hohes (vert.) Sehfeld mit einem entsprechend sehr großen hinteren Augenabstand. In Kombination mit dem Vorkommen im Pragium von Victoria/Australien ist dieses Taxon schwer mit der phylogenetischen Gruppe von *Chotecops* aus dem hohen Unter- sowie dem Mitteldevon in Einklang zu bringen und dürfte viel eher in die Verwandtschaft von *Reedops* RICHTER & RICHTER, 1925 gehören.

Hingegen zu *Chotecops* gehörig betrachtet Verfasser *Lio-*

lophops syringis STRUVE, 1992 aus dem Odershausen-Kalk/Givetium des Kellerwaldes (in STRUVE 1992 nur Beschreibung, abgebildet in STRUVE 1995, die Zugehörigkeit zu *Chotecops* wird auch schon bei BASSE 2006 in Erwägung gezogen). Das Taxon zeigt in seiner Cephalomorphologie eine große Übereinstimmung mit *Ch. auspex* und *Ch. hoseri*. Der Außenumriss ist breit, semizirkular, Glabella und Occipitalbereich sind sehr ähnlich gebaut. Auch der relativ große hintere Augenabstand ist viel eher mit *Chotecops* in Einklang zu bringen als mit der Typusart von *Liolophops* STRUVE, 1973 *L. sublevatus* (STRUVE, 1970). Es ist wahrscheinlich, dass die bei BASSE (1998) als *Chotecops?* n. sp. B sowie *Chotecops?* sp. K dargestellten Funde aus dem Givetium des Kellerwaldes in die morphologische Variabilität von *Ch. syringis* fallen.

Von PŘIBYL & VANĚK (1971) wurde des Weiteren auf Basis des von ihnen neu beschriebenen Taxons *koneprusiensis* die Gattung *Cordapeltis* aufgestellt. *Cordapeltis koneprusiensis* wurde durch CHLUPÁČ (1977) mit *Phacops breviceps* BARRANDE, 1846 synonymisiert, ein Standpunkt, der allgemeine Anerkennung gefunden hat und dem auch Verfasser folgt. Die Merkmale, auf deren Basis *Cordapeltis* durch PŘIBYL & VANĚK definiert wurde, hält CHLUPÁČ für die Errichtung einer eigenen Gattung für unzureichend, verfährt allerdings insofern etwas inkonsequent, als dass er *breviceps* nur vorbehaltlich seinem Taxon *Chotecops* zuordnet. STRUVE (1989) handhabt *Cordapeltis* allerdings wieder als selbstständige Gattung, VANĚK & VALÍČEK (2002) wiederum als Untergattung von *Phacops* EMMERICH, 1839. Während die Behandlung durch VANĚK & VALÍČEK im Widerspruch zum aktuellen Stand der Phacopiden-Taxonomie steht, folgte U. FLICK (2018) dem Standpunkt STRUVES in der Ansicht, dass eine eigene morphologische Gruppe vorliegt. Von den anderen Vertretern von *Chotecops* hebt sich *breviceps* vor allem durch die Depressionen an den S1 sowie die konkaven, seichten Dorsalfurchen ab. SANDFORD (2005) nennt unter anderem noch die Präsenz von Interpleuralfurchen. Allerdings kann sich ebenfalls bei *Ch. auspex* eine angedeutete Einschnürung unterhalb der S3 finden (vgl. den Holotypus

CHLUPÁČ 1971: Taf. III Fig. 1, bzw. CHLUPÁČ 1977: Taf. XIX Fig. 1 sowie das Cephalon Taf. 1 Fig. 4 hierin). Das gleiche Phänomen deutet sich auch bei *Ch. sollei* an (vgl. STRUVE in FLICK & STRUVE 1984: Taf. 1. Fig. 1 und 2 bzw. BASSE & MÜLLER 2016: Taf. 30 Fig. 284–286 sowie auch *Ch. sollei erebus* n. ssp. hierin). Einen leicht konkaven Verlauf zeigen die Dorsalfurchen zudem bei *Ch. syringis*. Wie aus der Darstellung bei CHLUPÁČ (1977) hervorgeht, sind Interpleuralfurchen weiterhin bei *breviceps* höchstens angedeutet. Tatsächlich können aber auch bei *auspex* Interpleuralfurchen angedeutet sein, wie das Pygidium Taf. 1 Fig. 6 aus dem sog. Greifenstein-Kalk von Bad Wildungen zeigt. Die Relevanz der Depressionen an den S1 sowie der Ausbildung der Dorsalfurchen erscheint fraglich. Ein Vorgänger-Taxon zu *breviceps* ist offensichtlich im böhmischen Chýnice-Kalk präsent (vgl. HAVLÍČEK & VANĚK 1996: Taf. IV Fig. 5, bei dem dargestellten Cephalon handelt es sich entgegen der Bildunterschrift definitiv nicht um *Nephronomma modesta* (BARRANDE, 1872)). Ein nah verwandtes Taxon von *breviceps* findet sich zudem im Greifenstein-Kalk der Typlokalität (vgl. U. FLICK 1999 sowie 2018, eine Bearbeitung der Phacopinae des Greifenstein-Kalks der Typlokalität ist in Vorbereitung). Was die von ERBEN (1952) in die Verwandtschaft von *breviceps* gestellten Funde anbelangt, werden sich diese erst nach einer Revision genauer beurteilen lassen (bei den von H. ALBERTI 1968 aus dem Harz gemeldeten Funden handelt es sich ausschließlich um Pygidia). Die von PILLET (1972) wiederum in die Verwandtschaft von *breviceps* gestellten Funde aus dem französischen Devon stehen sicher in keinem näheren Zusammenhang. Sollte ein erweiterter Kenntnisstand zeigen, dass hier tatsächlich ein eigenes Phylum innerhalb von *Chotecops* vorliegt, wäre eine Rehabilitierung von *Cordapeltis* als Subgenus von *Chotecops* denkbar. So kommt Verfasser bei einer Neubewertung der Merkmale jedoch zu dem Urteil, dass zum jetzigen Zeitpunkt hierzu keine ausreichende Grundlage besteht und betrachtet *breviceps* sowie die obig genannten assoziierten Taxa ebenfalls als zu *Chotecops* gehörig.

***Chotecops auspex* (CHLUPÁČ, 1971)**

Taf. 1, Fig. 1–7

Holotypus: Cephalon (ICH3591) ČGÚ (Czech Geological Survey), abgebildet bei CHLUPÁČ (1971) Taf. 3, Fig. 1–3 sowie erneut bei CHLUPÁČ (1977) Taf. XIX, Fig. 1–3.

Locus typicus: Steinbruch „U jezírka“, Prag-Hlubočepý/Tschechien.

Stratum typicum: Choteč-Kalk, Unter-Eifelium/Mitteldevon.

Material: Cephalon in einer kleinen Lumachelle mit weiteren Resten des Taxons SMF 97151 aus vermeintlichem Günterod-Kalk von Günterod sowie vier Cephalo, vier Pygidia und weitere Fragmente aus dem sog. Greifenstein-Kalk von Bad Wildungen Slg. Verfasser, jeweils Unter-Eifelium/Mitteldevon.

Diagnose: CHLUPÁČ (1971): 259.

Diskussion: Aus der Sammlung RICHTER liegt aus vermeintlichem Günterod-Kalk von Günterod das Handstück SMF 97151 einer Lumachelle mit einem Cephalon wie auch weiteren Panzerresten, aus der Sammlung Verfassers mehrere Cephalo, Pygidia und diverse Fragmente von *Ch. auspex* aus dem sog. Greifenstein-Kalk von Bad Wildungen vor.

Die Panzerteile zeigen im Wesentlichen Übereinstimmung mit den Beschreibungen und Abbildungen von CHLUPÁČ (1971, 1977). Nur an Cephalo aus Bad Wildungen ist noch in größerem Umfang Schale erhalten, so dass Skulpturelemente beobachtet werden können. Auffallend ist ihre bis auf den Vordersaum sehr einheitliche Ausbildung. Frontallobus und Occipitalring sind dicht mit feinen, deutlich ausgebildeten Körnchen besetzt, die am Frontallobus leistenartig ausgelängt sein können, während der restliche Teil des Cephalons lose mit verschliffenen, nur undeutlich ausgebildeten Körnchen bedeckt ist. Dies entspricht weitgehend dem Skulpturmodus des Holotypus (s. CHLUPÁČ (1971): Taf. III, Fig. 1-3, bzw. CHLUPÁČ (1977): Taf. XIX, Fig. 1-3). Der Vordersaum kann vergleichbar nur schwach skulpturiert sein (vgl. Taf. 1, Fig. 2) oder auch eine dichtere und deutlichere Skulptur aufweisen (vgl. Taf. 1, Fig. 3).

Auffällig ist weiterhin die sehr große morphologische Variabilität der Pygidia. Der Außenumriss kann annähernd semizirkular, aber auch sehr flachbogig sein. Die Breite der konischen Rhachis und damit auch der Winkel der Dorsalfurchen variieren deutlich. Unterschiede bestehen ebenfalls hinsichtlich der Ausbildung der Skulptur. Beim Pygidium Taf. 1, Fig. 6 ist so z. B. nicht nur die Segmentierung ungewöhnlich stark ausgeprägt, sogar die Interpleuralfurchen sind teilweise noch angedeutet (s. auch Kommentar weiter oben). Im Gegensatz zur Beschreibung bei CHLUPÁČ (1977) findet sich selbst auf dem Pleuralfeld noch eine sehr lockere, verschliffene Granulierung, wie sie auch auf den Cephalo anzutreffen ist. CHLUPÁČ (1977) schenkt der morphologischen Variabilität der Pygidia keine größere Beachtung, die enorme Bandbreite der morphologischen Variabilität beim Material aus Bad Wildungen ist jedoch augenfällig. Die Anlagen zu den oben beschriebenen Merkmalsausbildungen finden sich allerdings ebenfalls bei

dem bei CHLUPÁČ (1971, 1977) dargestellten Material wieder, und Verfasser kommt alles in allem zu dem Schluss, dass bei dem aktuellen Stand der Kenntnisse keine Grundlage für die Annahme einer taxonomischen Trennung vom böhmischen Material besteht.

Von besonderem Interesse ist das ungewöhnlich große Cephalon Taf. 1, Fig. 4. Dies zeigt einen länglichen Außenumriss, eine längliche Glabella mit einem relativ flach abfallenden Frontallobus sowie einen sehr großen hinteren Augenabstand. Darüber hinaus zeigt es im Bereich der Glabella eine starke Tendenz zum Reliefabbau. Die Dorsalfurchen sind sehr seicht, die Glabella, der Präoccipitalring und der Occipitalring haben begonnen, miteinander zu verschmelzen, so dass die Segmentierung teilweise nur noch rudimentär ausgebildet ist. CHLUPÁČ (1977) deutet die beim Holotypus an den S 3 ausgebildeten Depressionen als Senilitätserscheinungen. Verfasser hält es für sehr wahrscheinlich, dass die ungewöhnliche Merkmalsausbildung des hier vorgestellten Cephalons ebenfalls auf Senilitätserscheinungen zurückzuführen ist.

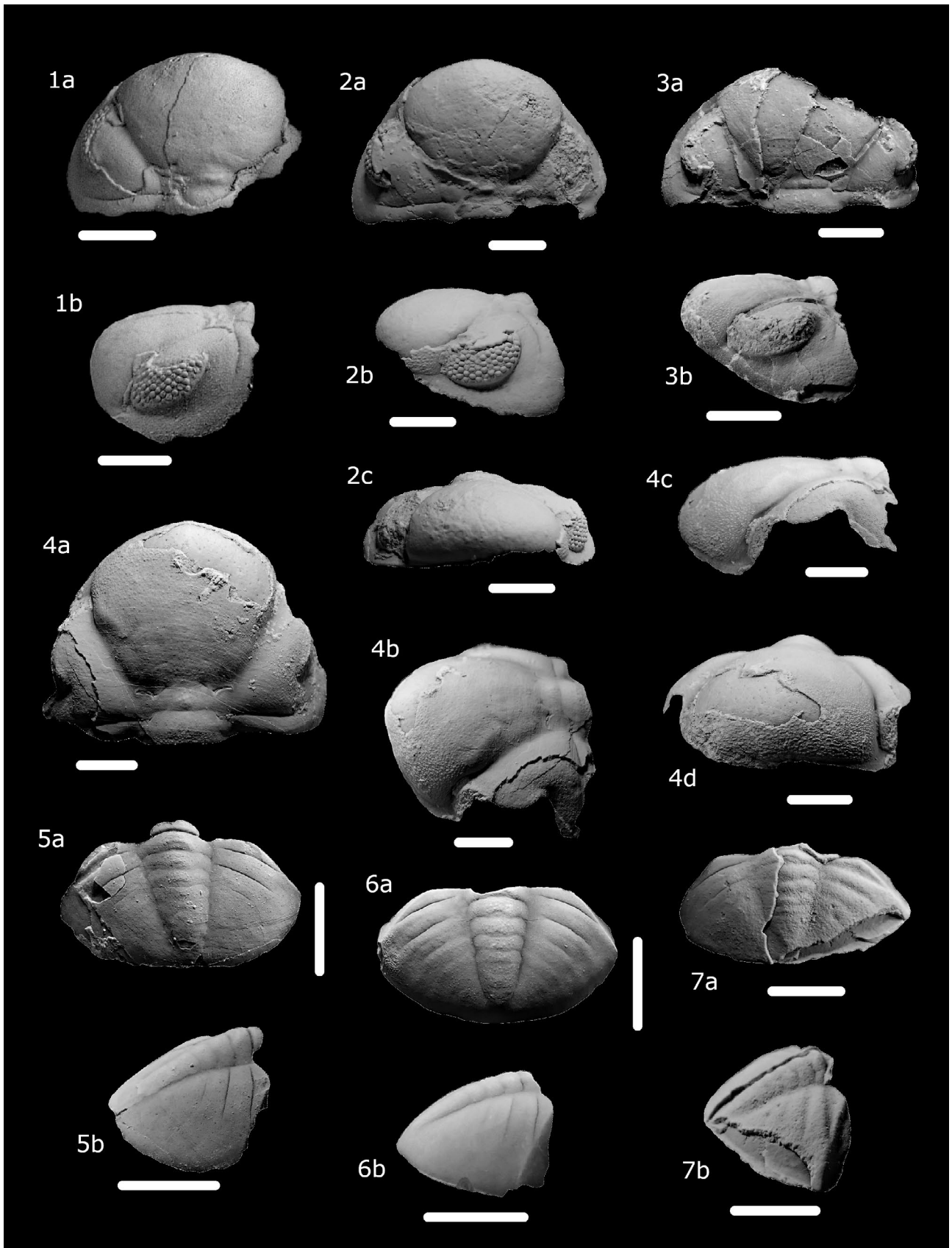
Das bei BASSE (1998) als *Chotecops glabrens* ssp. aus dem sog. Greifenstein-Kalk von Bad Wildungen dargestellte Material repräsentiert sicherlich ebenfalls *Ch. auspex*. Die Zerschierung des Cephalons (Taf. 6, Fig. 6) ist dabei aufgrund der starken Flaserung typisch für den sog. Greifenstein-Kalk von Bad Wildungen. Schwer zu beurteilen ist das vom selben Autor aus dem Ense-Kalk als *Chotecops* cf. *auspex* beschriebene Material, von dem er nur ein Cephalon auf Taf. 6, Fig. 8 abbildet. Die Dorsalfurchen sind sehr lang und divergieren stark, Occipital- und Präoccipitalring sind sehr schmal (tr.), das ganze Cephalon scheint gleichmäßig mit einer feinen Körnelung versehen zu sein. Möglicherweise liegt der Merkmalsausbildung Juvenilität zu Grunde, aber auch die Zugehörigkeit zu einem anderen Taxon scheint keineswegs ausgeschlossen.

Vorkommen: Nach CHLUPÁČ (1977) im Barrandium im Chotec-Kalk häufig, selten im *Acanthopyge*-Kalk. Im Rheinischen Schiefergebirge bislang sicher nachgewiesen in vermeintlichem Günterod-Kalk von Günterod sowie im sog. Greifenstein-Kalk von Bad Wildungen.

***Chotecops hoseri* (HAWLE & CORDA, 1847)**

Diagnose: Eine Diagnose im modernen Sinn wurde für das Taxon bislang nicht erstellt. CHLUPÁČ (1977) gibt nur eine Beschreibung.

Zeit und Raum: Sicher belegt nur für das Unter-Eifelium/Mitteldevon, Böhmen sowie Günterod/Rheinisches Schiefergebirge. Die Meldung von *Chotecops* cf. *hoseri* aus den Wissenbach-Schiefern von Haiger-Hütte/Bl. Dillenburg sowie von *Ch. hoseri* ssp. A und B aus den Wissenbach-Schiefern des Oberharzes bei G. ALBERTI (1981b) erfolgt ohne weitere Besprechung oder Abbildung und kann darum nicht beurteilt werden. CRONIER, ABBACHE et al. (2018) beschreiben Material aus dem Eifelium des Saoura-Tals in Algerien als *Ch. hoseri* bzw. *Ch. aff. hoseri*, wobei Verfasser das Vorliegen zweier Taxa keineswegs für gesichert hält. Bei beiden Formen sind beträchtliche morphologische Unterschiede zu *hoseri* zu erkennen. Der Occipital- wie auch Präoccipitalring sind sehr schmal (tr.), die Dorsalfurchen divergieren sehr stark, der untere Augenabstand ist relativ hoch und der Außenumriss ist stärker semizirkular. Identität mit *hoseri* liegt sicher nicht vor. Zwar weisen die beiden Taxa *Ch. oc-*



cidomaurus G. ALBERTI, 1981a sowie *Ch. zizensis* G. ALBERTI, 1983 aus dem Eifelium Marokkos im Gegensatz zu dem Material aus Algerien einen deutlich entwickelten Augensockel auf, kommen ihm aber in den anderen Merkmalen merklich näher, so dass hier das Vorliegen einer Artengruppe denkbar scheint.

Unterarten: *Ch. hoseri hoseri* (HAWLE & CORDA, 1847), *Ch. hoseri* n. ssp. A.

***Chotecops hoseri* n. ssp. A**

Taf. 2, Fig. 1-3

Material: Die beiden Cephalo SMF 97153 und SMF 97154 sowie das Pygidium SMF 97155, jeweils leg. RICHTER, aus dem sog. Greifenstein-Kalk von Günterod.

Diskussion: Aus den Aufsammlungen RICHTERS liegen aus dem sog. Greifenstein-Kalk von Günterod zwei Cephalo in weitgehender Steinkern-Erhaltung sowie ein teilweise beschaltes Pygidium vor. Sowohl die Cephalo als auch das Pygidium zeigen dabei wesentliche Übereinstimmung mit *Ch. hoseri* aus dem böhmischen *Acanthopyge*-Kalk, weichen aber in gewissen Details etwas ab. Die Palpebrallöben sind schmaler und weniger stark konvex, der Augensockel flacher. Weiterhin ist die Palpebralfurche seichter. Der Occipitalring ist etwas schmaler (sag.). Die Rudimente der Schale an den Cephalo lassen keine Skulptur erkennen. Auf dem Pygidium sind sechs Pleuralrippen ausgebildet, auf dem Steinkern sind die Interpleuralfurchen auf den vorderen Rippen noch als Gräte angedeutet. Laut CHLUPÁČ (1977) können bei großen Exemplaren von *hoseri* ebenfalls sechs Rippen ausgebildet sein. Das oben

beschriebene Beispiel von *Ch. auspex* wiederum legt nahe, dass der Andeutung der Interpleuralfurchen auf dem Steinkern nicht unbedingt größere Bedeutung zukommt. Dennoch weisen die vor allem an den Cephalo zu beobachtenden Unterschiede in der Summe darauf hin, dass eine taxonomische Abtrennung vom böhmischen *hoseri* notwendig ist. Da die vorliegenden Funde jedoch keine ausreichend klare Definition des Taxons zulassen, wird an dieser Stelle auf die Errichtung einer neuen Unterart verzichtet. Es ist zu vermuten, dass sich die Meldung von *Ch. breviceps* aus dem Greifenstein-Kalk von Günterod bei KAYSER & HOLZAPFEL (1894) auf dieses Taxon oder auf *Ch. n. sp. B* bezieht.

Vorkommen: Siehe bei Material.

Tafel 1 (Seite 80)

Fig. 1–7. *Chotecops auspex* (CHLUPÁČ, 1971), Unter-Eifelium/Mitteldevon.

Fig. 1. Cephalon SMF 97151, größtenteils Steinkernerhaltung. Vermeintlicher Günterod-Kalk, (Bad Endbach-)Günterod. a) Dorsalansicht, b) Lateralansicht.

Fig. 2. Cephalon Slg. Verfasser, größtenteils Steinkernerhaltung. Sog. Greifenstein-Kalk, Ense bei Bad Wildungen. a) Dorsalansicht, b) Lateralansicht, c) Frontalansicht.

Fig. 3. Cephalon Slg. Verfasser, teilweise beschalt. Sog. Greifenstein-Kalk, Ense bei Bad Wildungen. a) Dorsalansicht, b) Lateralansicht, Wölbung durch Verdrückung sekundär abgeflacht.

Fig. 4. Cephalon Slg. Verfasser, größtenteils Schalenerhaltung. Sog. Greifenstein-Kalk, Ense bei Bad Wildungen. a) Dorsalansicht, b) schräge Lateralansicht, die Reduzierung des Reliefs verdeutlichend, c) Lateralansicht, Frontallobus etwas deformiert, d) Frontalansicht.

Fig. 5. Pygidium Slg. Verfasser, größtenteils Schalenerhaltung. Sog. Greifenstein-Kalk, Ense bei Bad Wildungen. a) Dorsalansicht, b) Lateralansicht.

Fig. 6. Pygidium Slg. Verfasser, Schalenerhaltung. Sog. Greifenstein-Kalk, Ense bei Bad Wildungen. a) Dorsalansicht, b) Lateralansicht.

Fig. 7. Pygidium Slg. Verfasser, teilweise Schalenerhaltung. Sog. Greifenstein-Kalk, Ense bei Bad Wildungen. a) Dorsalansicht, b) Lateralansicht.

Maßstab jeweils 5 mm, alle Objekte geweißt.

***Chotecops morrisoni* n. sp.**

Abb. 4, Taf. 2, Fig. 4

Derivatio nominis: Nach Herrn S. Morrison/University of Oregon.**Holotypus** (Monotypie): Das Cephalon SMF 97152 auf Taf. 2, Fig. 4.**Locus typicus:** Günterod.**Stratum typicum:** Vermeintlicher Günterod-Kalk, Unter-Eifelium (vgl. Angaben bei 2, Zu Fundorten und Fundschichten).

Diagnose: Cephalon breit, gerundet subelliptisch, nur mäßig gewölbt. Dorsalfurchen tief, geradlinig, mäßig divergierend, Winkel etwa 60 Grad. Vorderrand des Frontallobus der Glabella gerundet, Glabella mit relativ geringer Eigenwölbung. S 2 und S 3 seicht, ohne Depressionen. Occipitalring sowie Präoccipitalring schmal (tr.), deutlich abgesetzt. Palpebralloben breit, nierenförmig, mäßig konvex, Palpebralfurche sehr seicht. Hinterer Augenabstand groß, etwa 1/4 der Augenlänge. Augenstiel breit, nur schwach gewölbt, in der Profilansicht den Palpebrallobus überragend. Sehfeld mit 18 Vertikalreihen mit maximal sechs Linsen. Kein Augensockel beobachtbar. Unterer Augenabstand gering, etwa eine halbe Sehflächenhöhe. Glabella mäßig dicht mit einer gröberen Tuberkulierung versehen, Tuberkulierung am Frontallobus zum Außenrand hin merklich dichter werdend. L 1 jeweils mit einem Körnchen besetzt, gröbere Körnelung im Zentrum des Mittelstücks blasig miteinander verschmelzend. Palpebralloben mit einer feinen, undeutlichen Körnelung besetzt. Nur noch vereinzelte undeutliche Körnchen auf dem Augenstiel, Cephalon ansonsten glatt.

Beschreibung: Das Cephalon ist breit mit einem gerundet subelliptischen Außenriss. Die Glabella verbreitert sich anterior nur mäßig, die Dorsalfurchen sind tief und geradlinig, sie divergieren mit einem Winkel von etwa 60 Grad. Die Glabella weist transversal nur eine geringe Eigenwölbung auf, der Frontallobus ist gerundet. S 2 und S 3 sind seicht, aber auf der Schale deutlich wahrnehmbar. S 2 und der adaxiale Ast von S 3 verlaufen geradlinig und sind abaxial schräg nach hinten gerichtet. Der abaxiale Ast von S 3 ist kurz und auf der Schalenoberfläche kaum wahrnehmbar. Der Präoccipitalring und der Occipitalring sind relativ schmal (tr.), mit tiefen Furchen von der Glabella und voneinander abgesetzt. Die L 1 sind abgesenkt mit geringer Eigenwölbung. Vom transversal deutlich gewölbten Mittelstück sind sie durch mäßig tiefe Furchen getrennt. Der Vorderrand des Occipitalrings ist annähernd geradlinig und abaxial zu den Rändern hin deutlich eingebuchtet. Der Hinterrand ist deutlich konvex. Die distalen Enden des Occipitalrings sind etwas abgesenkt und weisen nur eine geringe Eigenwölbung auf. Anschließend steigen sie adaxial zum Scheitelpunkt des deutlich gewölbten (tr.) Occipitalrings stark

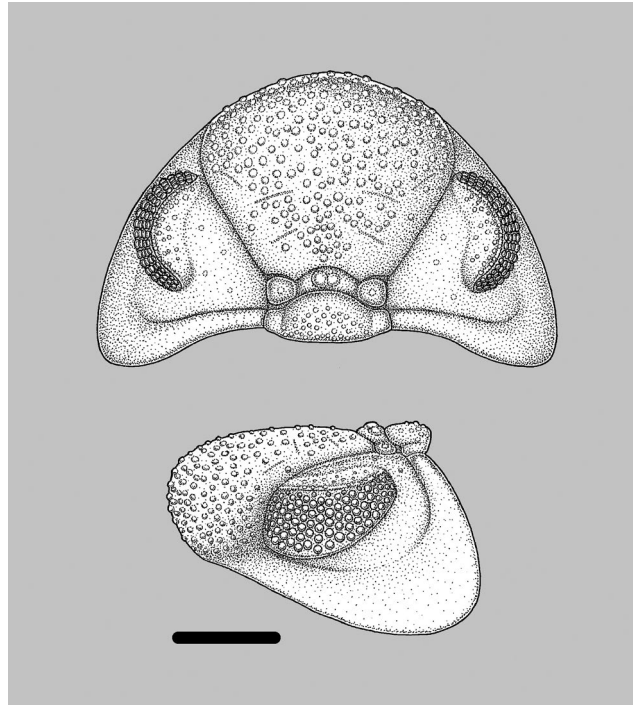


Abb. 4: *Chotecops morrisoni* n. sp. Vermeintlicher Günterod-Kalk, Unter-Eifelium/Mitteldevon, (Bad Endbach-)Günterod. Rekonstruktionszeichnung des Cephalons in Dorsal- und Lateralansicht. Maßstab 5 mm.

an. Der Augenstiel ist relativ breit und nur schwach gewölbt. Von den breiten, nierenförmigen Palpebralloben ist er durch die sehr seichte Palpebralfurche getrennt. Zum Sehfeld hin ist auf den Palpebralloben eine feine Leiste ausgebildet. Das Sehfeld weist 18 Vertikalreihen mit maximal sechs Linsen auf. Mit ca. 1/4 der Augenlänge ist der hintere Augenabstand relativ groß. Ein Augensockel ist nicht beobachtbar, das Sehfeld ist anterior nur durch die seichte Vordersaumfurcha vom Vordersaum getrennt, mit etwa einer halben Sehflächen-Höhe ist der untere Augenabstand gering. Der Hinterast der Fazialsutur ist auf der Schalenoberfläche nicht erkennbar. Die Hintersaumfurcha ist schmal (sag.) und zunächst tief, zum Wangeneck hin wird sie zusehends seichter. Der Hintersaum ist erst sehr schmal (sag.), der Hinterrand ist leicht konkav. Zum Wangeneck hin verbreitert sich der Hintersaum merklich, das Wangeneck ist mäßig nach hinten ausgezogen. Die Glabella ist mäßig dicht mit einer gröberen Tuberkulierung versehen. Die Schale fehlt größtenteils auf dem Frontallobus, auf den vorhandenen Resten ist jedoch deutlich erkennbar, dass die Tuberkulierung am Frontallobus zum Außenrand hin merklich dichter wird. Die L 1 tragen jeweils ein Körnchen, die gröbere Körnelung im Zentrum des Mittelstücks verschmilzt blasig miteinander. Die Palpebralloben weisen eine feine, undeutliche Körnelung auf. Sonst finden sich noch vereinzelte undeutliche Körnchen auf dem Augenstiel, der Rest des Cephalons ist glatt. In der Profilansicht hängt die Glabella leicht über, sie steigt zunächst

in einem relativ gleichmäßigen Bogen steil an, anschließend verläuft die Firstlinie der Glabella nur noch leicht geschwungen bis zum Präoccipitalring, von dem sie durch eine deutliche Furche getrennt ist. Das Mittelstück des Präoccipitalrings weist eine deutliche Wölbung (sag.) auf und erreicht fast die gleiche Höhe wie der Scheitelpunkt der Glabella oder der Occipitalring. Der Occipitalring ist durch die tiefe Occipitalfurche deutlich abgesetzt, er steigt zunächst konvex zum Scheitelpunkt an, der noch in der vorderen Hälfte liegt. Anschließend ist er fast bis zum Hinterrand flach, am Hinterrand fällt er erneut konvex ab. Die Augenstiele überragen die Palpebrallöben.

Diskussion: Das neue Taxon ist vor allem durch die nur mäßig divergierende Glabella mit geraden Dorsalfurchen bei gleichzeitig schmalem (tr.) Präoccipital- und Occipitalring sowie dem großen hinteren und unteren Augenabstand gekennzeichnet. Durch diese Merkmalskombination unterscheidet es sich deutlich von den etwa gleichaltrigen Taxa *Chotecops auspex* (CHLUPÁČ, 1971), *Ch. hoseri* (HAWLE & CORDA, 1847) oder *Ch. sollei* STRUVE in FLICK & STRUVE, 1984. Einen sehr schmalen Occipital- sowie Präoccipitalring weist noch das von CRÔNIER, ABBACHE et al. (2018) aus dem Eifelium Algeriens als *Ch. hoseri* bzw. *Ch. aff. hoseri* beschriebene Material auf. Dies unterscheidet sich jedoch deutlich durch die viel stärker divergierenden, leicht konvexen Dorsalfurchen. Auch von den eifelischen marokkanischen Taxa *Ch. occidomaurus* G. ALBERTI, 1981a und *Ch. zizensis* G. ALBERTI, 1983 ist es morphologisch recht entfernt. Neben der deutlich voluminöseren Glabella mit

leicht konvexen Dorsalfurchen unterscheiden sich diese Taxa auch signifikant durch die Ausbildung des Augensockels sowie einen geringeren hinteren Augenabstand. Die größte Ähnlichkeit besteht zu *Ch. glabrens* (CHLUPÁČ, 1977) aus dem Ober-Emsium Böhmens. Das Taxon unterscheidet sich jedoch durch eine deutlich geringere Wölbung, stärker divergierende Dorsalfurchen, das längere Auge und entsprechend einem geringeren hinteren Augenabstand sowie eine geringere Skulpturierung. Dennoch dürfte *glabrens* soweit das nächst verwandte Taxon darstellen. Angesichts der Konstellation einer relativ starken Ableitung in Form der starken Reduktion der Wölbung des böhmischen Taxons bei einem höheren stratigraphischen Alter scheint allerdings eine unmittelbare Abkunft von *morisoni* eher unwahrscheinlich. Zu *Ch. glabrens* sei noch angemerkt, dass VAN VIERSEN, TAGHORN & MAGREAN (2017) das Taxon vorbehaltlich zu *Austerops* MCKELLAR & CHATTERTON, 2009 stellen. Im Vergleich zu *Austerops* zeigt *glabrens* einen ungewöhnlich großen hinteren Augenabstand, ein kurzes Auge mit im Vergleich zu den meisten Taxa von *Austerops* relativ flachem (vert.) Sehfeld sowie einen relativ deutlich ausgebildeten Augensockel und in der Konsequenz einen relativ hohen unteren Augenabstand. Da sich diese Unterschiede auf Merkmale beziehen, die bei *Austerops* in der Regel ziemlich homogen ausgebildet sind, betrachtet Verfasser *glabrens* auch weiterhin als Taxon von *Chotecops*.

Vorkommen: Bislang nur am Locus typicus im Stratum typicum.

***Chotecops sollei* STRUVE in FLICK & STRUVE, 1984**

Diagnose: BASSE & MÜLLER (2016): 155.

Zeit und Raum: Unter-Eifelium, bislang nur von Gutenacker und Ballersbach/Lahn-Dill-Gebiet.

Unterarten: *Ch. sollei sollei* STRUVE in FLICK & STRUVE, 1984, *Ch. sollei erebus* n. ssp.

***Chotecops sollei erebus* n. ssp.**

Abb. 5, Taf. 2, Fig. 5

Derivatio nominis: Von gr. ἑρεβος, Personifikation der Dunkelheit in der griechischen Mythologie. Anspielung auf die Farbe des Günterod-Kalks als Stratum typicum. Endung latinisiert, unveränderliche Apposition.

Holotypus (Monotypie): Das Cephalon HLNUG auf Taf. 2, Fig. 5.

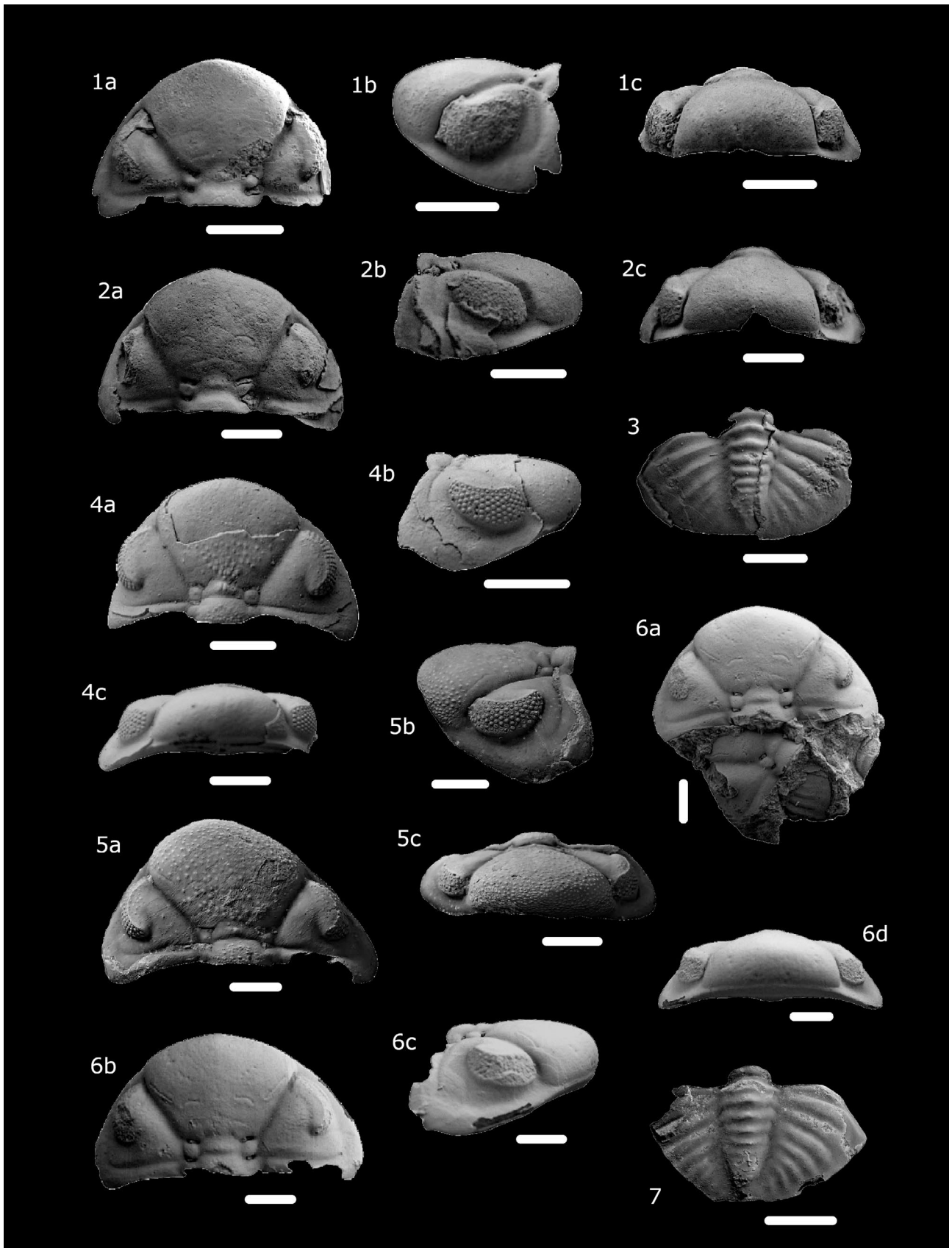
Locus typicus: Stbr. „In der Bomm II“, Ballersbach.

Stratum typicum: Bank 106, Günterod-Kalk, *procera*-Subzone der Dacryoconarida-Chronologie, Unter-Eifelium/Mitteldevon.

Diagnose: Sehfläche relativ niedrig, von relativ gleichmäßiger Breite (vert.), 18 Vertikalreihen mit in der Regel fünf, maximal sechs Linsen. Augensockel deutlich, auf ganzer Länge (sag.) ausgebildet, das Sehfeld vom Vordersaum trennend. Unterer Augenabstand vergleichsweise groß, etwa 80 % der Höhe des Sehfeldes.

Diskussion: Eine Beschreibung erübrigt sich durch die große Übereinstimmung mit der nominotypischen Unterart. Die Unterschiede gehen aus der Diagnose hervor. Weitere mögliche Unterschiede sind erhaltungsbedingt nicht mit

letzter Sicherheit feststellbar, da zwar auch der Holotypus von *erebus* leicht deformiert ist, insbesondere aber das Material der nominotypischen Unterart trotz der guten Erhaltung mehr oder weniger starke Deformationen aufweist. So ist die



Palpebralfurche bei *erebus* sehr seicht, während sie bei der nominotypischen Unterart stärker ausgeprägt zu sein scheint. Unklar ist auch, ob Unterschiede im Verlauf des Vorderrandes des Frontallobus der Glabella bestehen.

Deutlich sind die Unterschiede insbesondere in Bezug auf den Bau des Auges und seines Umfeldes. Das Sehfeld zeigt eine relativ gleichmäßige Breite und ist in seiner Höhe reduziert. Bei einer mit der nominotypischen Unterart vergleichbaren Anzahl von Vertikalreihen finden sich in der Regel nur fünf und lediglich vereinzelt sechs Linsen in einer Vertikalreihe. Angesichts einer für *sollei* normalen Länge des Holotypus von 14 mm, sind weder Juvenilität, noch Senilität als Faktoren wahrscheinlich. Hinzu kommen der gleichmäßig ausgebildete Augensockel, der bei der nominotypischen Unterart nur sehr niedrig ist, und der daraus resultierende größere untere Augenabstand. Die in der Diagnose genannten Merkmale sind auch nicht im Rahmen einer morphologischen Variabilität bei der nominotypischen Unterart beobachtbar, so dass sie in ihrer Summe eine taxonomische Abtrennung von der nominotypischen Unterart notwendig machen.

In der gleichen Probe mit dem Holotypus fanden sich neben Cephalopoden- und Gastropodenresten *Koneprusites* sp. und *Kettneraspis ornata* ssp.?

Vorkommen: Bislang nur am Locus typicus im Stratum typicum.

***Chotecops* n. sp. B**

Taf. 2, Fig. 6-7

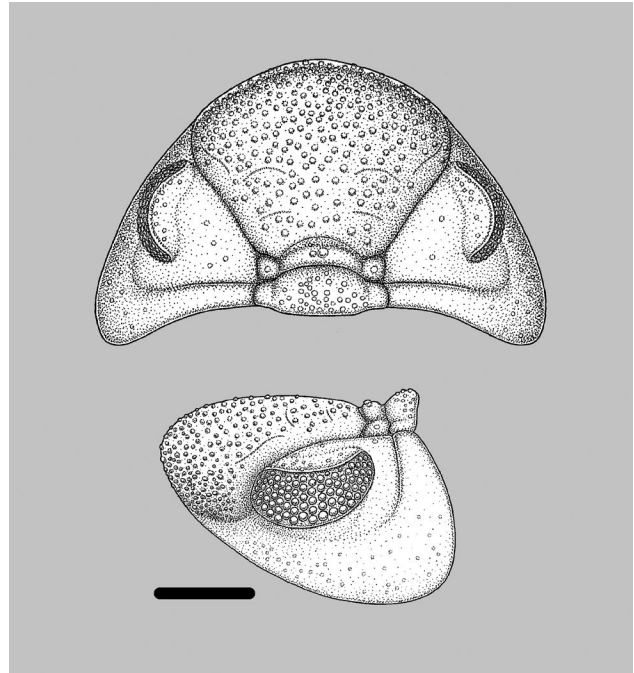


Abb. 5: *Chotecops sollei erebus* n. ssp. Günterod-Kalk, Unter-Eifelium/Mitteldevon, (Mittenaar-)Ballsbach. Rekonstruktionszeichnung des Cephalons in Dorsal- und Lateralansicht. Maßstab 5 mm.

Tafel 2 (Seite 84)

Fig. 1-3. *Chotecops hoseri* n. ssp. A. Sog. Greifenstein-Kalk, Grenzbereich Unter-/Mitteldevon, (Bad Endbach-)Günterod.

Fig. 1. Cephalon SMF 97153, größtenteils Steinkernerhaltung. a) Dorsalansicht, b) Lateralansicht, c) Frontalansicht.

Fig. 2. Cephalon SMF 97154, größtenteils Steinkernerhaltung. a) Dorsalansicht, b) Lateralansicht, c) Frontalansicht.

Fig. 3. Pygidium SMF 97155, teilweise beschalt. Dorsalansicht.

Fig. 4. *Chotecops morrisoni* n. sp. Cephalon SMF 97152, Holotypus, größtenteils beschalt. Vermeintlicher Günterod-Kalk, Unter-Eifelium/Mitteldevon, (Bad Endbach-)Günterod. a) Dorsalansicht, b) Lateralansicht, c) Frontalansicht.

Fig. 5. *Chotecops sollei erebus* n. ssp. Cephalon (HLNUG), Holotypus, beschalt. Günterod-Kalk, Unter-Eifelium/Mitteldevon, Stbr. „In der Bomm II“/ (Mittenaar-)Ballsbach. a) Dorsalansicht, b) Lateralansicht, c) Frontalansicht.

Fig. 6. *Chotecops* n. sp. B. Gesteinsprobe SMF 97156. Sog. Greifenstein-Kalk, Grenzbereich Unter-/Mitteldevon, (Bad Endbach-)Günterod. a) Totale der Gesteinsprobe mit weiteren Panzerfragmenten, b) Dorsalansicht des Cephalons (Steinkernerhaltung), c) Lateralansicht des Cephalons, d) Frontalansicht des Cephalons.

Fig. 7. ?*Chotecops* n. sp. B. Pygidium, Slg. Verfasser, größtenteils Steinkernerhaltung. Sog. Greifenstein-Kalk, Ense bei Bad Wildungen. Dorsalansicht.

Maßstab jeweils 5 mm, alle Objekte geweißt.

Material: Probe mit zwei Cephalen SMF 97156 leg. RICHTER aus dem sog. Greifenstein-Kalk von Günterod sowie unter Vorbehalt ein Pygidium Slg. Verfasser aus dem sog. Greifenstein-Kalk von Bad Wildungen.

Diskussion: Aus den Aufsammlungen von RICHTER liegt aus dem sog. Greifenstein-Kalk von Günterod eine Probe vor mit einem Cephalon eines Taxons von *Chotecops* in Steinkern-Erhaltung. Ein weiteres Cephalon, ebenfalls in Steinkern-Erhaltung, liegt darunter und wird großteils durch das andere Cephalon verdeckt. Weiterhin befindet sich auf der Probe das Fragment eines Pygidiums, dessen Merkmale jedoch nicht ausreichend erfasst werden können, um zu beurteilen, ob es das gleiche Taxon repräsentiert.

Das Taxon zeichnet sich dabei durch die folgenden Eigenschaften aus: Das Cephalon ist breit, mit flachbogigem Außenriss und relativ schwacher Wölbung. Die deutlichen Dorsalfurchen sind mäßig lang und divergieren auch nur moderat bei einem Winkel von etwa 60 Grad. Der Vorderrand der Glabella ist flach gerundet, median leicht spitz zulaufend, insgesamt der Glabella einen subtrapezoiden Umriss verleihend. S2 und S3 sind auf dem Steinkern deutlich eingeschnitten. S2 und der adaxiale Ast von S3 sind nur mäßig breit (tr.). Während S2 nur leicht gebogen ist, ist S3 merklich konvex, beide Glabellafurchen laufen leicht schräg nach hinten. Der abaxiale Ast von S3 ist tief eingeschnitten und sehr lang. Auf dem Frontallobus befindet sich auf dem Steinkern eine diagonal nach Innen laufende Linie von Punktierungen in einer Linie mit den Glabellafurchen. Der Augenstiel ist sehr breit und nur schwach gewölbt. In der Lateralansicht überragt er die Palpebralloben und fällt anterior etwas ab. Der Palpebrallobus ist schmal, stark konvex und lädt posterior deutlich abaxial aus. Der hintere Augenabstand ist mit ca. 40 % der Augenlänge sehr groß. Die Sehflächen sind an beiden Augen nur schlecht erhalten, offensichtlich trugen sie etwa 16 Vertikalreihen mit maximal fünf bis sechs Linsen. Mit etwa 80 % ist der untere Augenabstand ebenfalls sehr hoch. Das Sehfeld ist durch den gut entwickelten Augensockel vom schmalen Vordersaum getrennt. Der Hinterast der Facialsutur ist auf dem Steinkern noch erkennbar. Die Hintersaumfurchung ist deutlich, der Hintersaum relativ breit, sich abaxial nur mäßig verbreiternd, das Wangeneck ist nur mäßig nach hinten ausgezogen.

Das vorliegende Taxon zeigt zwar eine gewisse Ähnlichkeit mit *Chotecops auspex* (CHLUPÁČ, 1971), ist aber durch die flachere Wölbung, die stärker ausladenden Dorsalfurchen, die stärker konvexen, posterior ausladenden Palpebralloben mit tendenziell größerem hinteren Augenabstand sowie den deutlich entwickelten Augensockeln und hohen unteren Augenabstand eindeutig unterscheidbar. Auffallend große Übereinstimmung besteht hingegen mit dem von CHLUPÁČ (1977) als *Ch. sp. aff. hoseri* aus dem givetischen Roblín Member der Srbsko Formation des Barrandiums beschriebenen Taxon (*Ch. sp.* bei VANĚK & VALÍČEK 2002). Das böhmische Taxon unterscheidet sich vor allem durch den merklich geringeren hinteren Augenabstand. Auch der Verlauf der Glabellafurchen scheint etwas abzuweichen, durch die starke Deformation des böhmischen Materials sind dies und weitere Unterschiede allerdings mit einer gewissen Unsicherheit behaftet, von einem nahen Verwandtschaftsverhältnis ist jedenfalls auszugehen.

Es ist offensichtlich, dass das Material aus Günterod ein eigenes Taxon darstellt. Die vorliegenden Panzerteile sind allerdings alle ausschließlich als Steinkern erhalten und wegen der Beschädigung der Sehflächen besteht vor allem hinsichtlich dieses wichtigen Merkmals Unsicherheit, weswegen an dieser Stelle auf die Errichtung eines neuen Taxons verzichtet wird. Aus dem sog. Greifenstein-Kalk von Bad Wildungen liegt ein Pygidium in weitgehender Steinkern-Erhaltung vor, dass einen vergleichbaren Umriss sowie mit sieben Pleuralrippen ein ebenso stark segmentiertes Pleuralfeld aufweist wie *Ch. sp. aff. hoseri* sensu CHLUPÁČ (1977). Die Rhachis ist allerdings breiter und stärker subelliptisch. Aufgrund der großen Ähnlichkeit mit *Ch. sp. aff. hoseri* sowie dem vermutlichen Zusammenhang der sog. Greifenstein-Kalke von Bad Wildungen und Günterod, stellt Verfasser das Pygidium zu *Ch. n. sp. B.* Da der Fund jedoch nicht locotypisch ist, geschieht dies unter entsprechendem Vorbehalt.

Vorkommen: Siehe bei Material.

Chotecops? sp. C

Abb. 6, Taf. 3, Fig. 1

Material: Cephalon Slg. Verfasser aus der Bank 15, Günterod-Kalk, *procera*-Subzone der Dacryoconarida-Chronologie, Unter-Eifelium/Mitteldevon der Lokalität „In der Bomm I“, Ballersbach.

Diskussion: Aus der Bank 15 des basalen Günterod-Kalks im Steinbruch „In der Bomm I“/Ballersbach liegt ein teilweise beschaltes Cephalon eines Phacopinien vor (*Chotecops?* sp. cf. *rhenanus* bei U. FLICK 2021a). Es zeichnet sich durch folgende

Merkmale aus: Der Außenriss ist subelliptisch. Die Dorsalfurchen sind tief und divergieren mäßig mit einem Winkel von etwa 60 Grad. Der Frontallobus der relativ kurzen Glabella ist flachbogig gerundet, eine mediane Spitze findet sich nur sehr

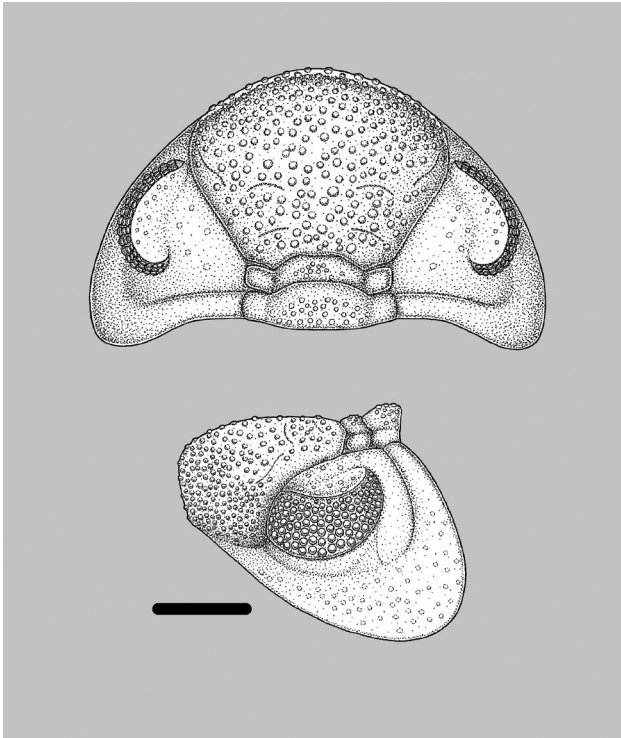
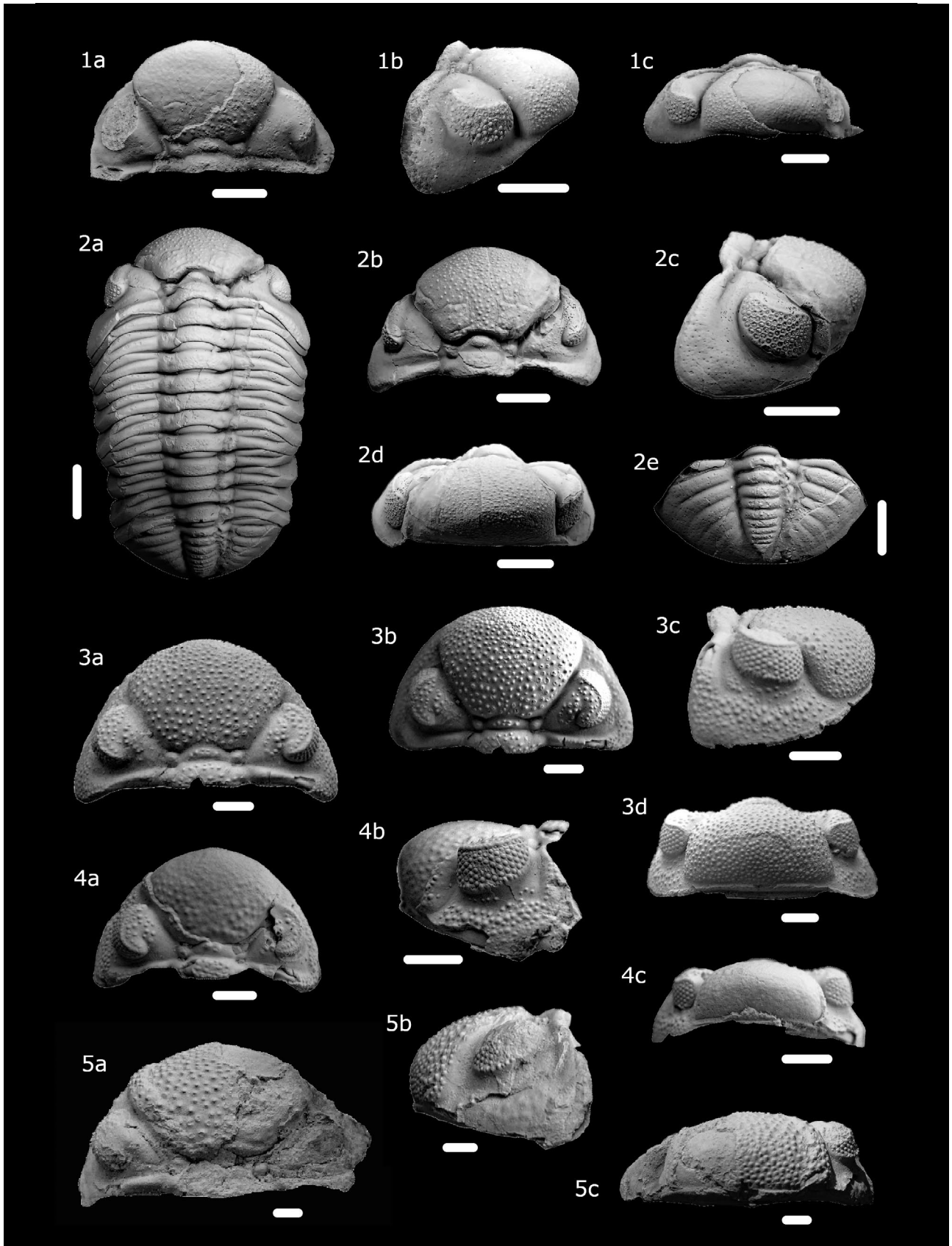


Abb. 6: *Chotecops?* sp. C. Günterod-Kalk, Unter-Eifelium/Mitteldevon, (Mittenaar-)Ballersbach. Rekonstruktionszeichnung des Cephalons in Dorsal- und Lateralansicht, die letzten vier Vertikalreihen des Sehfeldes Totalrekonstruktion. Maßstab 5 mm.

leicht angedeutet. S2 und der adaxiale Ast von S3 sind relativ kurz und konvex, annähernd horizontal verlaufend. Der abaxiale Ast von S3 ist lang und geschwungen. Die besagten Glabellafurchen sind auf der Schale sehr seicht, auf dem Steinkern hingegen deutlich erkennbar. Präoccipital- und Occipitalring sind breit (tr.) und durch tiefe Furchen abgesetzt. Der Palpebrallobus ist lang und breit. Er ist deutlich konvex und nimmt annähernd eine Nierenform an. Vom breiten Augenstiel ist er durch eine sehr seichte Palpebralfurche nur undeutlich abgesetzt. Der Augenstiel zeigt nur eine moderate Eigenwölbung, überragt aber die Palpebralloben. Das Sehfeld ist zwar beschädigt, lässt jedoch 18 Vertikalreihen mit maximal sechs Linsen erkennen. Der hintere Augenabstand beträgt ca. 1/4 der Augenlänge. Es ist auf ganzer Länge ein merklicher Augensockel entwickelt, der das Sehfeld vom schmalen, nur relativ schwach abgesetzten Vordersaum trennt. Mit etwa einer halben Sehfeldhöhe bleibt der untere Augenabstand trotz der Präsenz des Augensockels moderat. Die Glabella ist dicht mit feinen Körnchen besetzt, die am Frontallobus nochmal deutlich verdichtet sind. Eine dichte, etwas feinere Granulierung findet sich weiterhin auf dem Mittelstück des Präoccipital- sowie des Occipitalrings. L1 sowie die distalen Enden des Occipitalrings sind skulpturfrei. Auf dem Palpebrallobus wie auch auf dem Augenstiel sowie dem Vordersaum findet sich noch

eine lockere und feine, nur wenig ausgeprägte Körnelung. In der Profilansicht hängt die Glabella nur wenig über, sie steigt relativ geradlinig bis zum Scheitelpunkt an, die Firstlinie führt im weiteren Verlauf nur leicht geschwungen bis zum deutlich abgesetzten Präoccipitalring. Dieser ist leicht abgesenkt und wird vom stark gewölbten Occipitalring merklich überragt.

Der vorliegende Fund zeigt eine sehr große Übereinstimmung mit dem von NOVÁK (1890) aus dem Günterod-Kalk von Bicken als *Phacops breviceps* var. *rhenanus* beschriebenen Taxon, insbesondere dem auf Taf. III, Fig. 3 abgebildeten vollständigen Exemplar. Unterschiede ergeben sich durch etwas weiter hinten positionierte Augen sowie bei dem als Fig. 4 auch im Profil dargestellten Cephalon durch den etwas stärker überhängenden Frontallobus sowie eine zum Präoccipitalring hin abfallende Firstlinie der Glabella. Weiterhin scheinen die Palpebralloben bei jenem Exemplar stark abgesetzt zu sein. Allerdings zeigt jenes Cephalon auch im Vergleich zu dem Exemplar Fig. 3 deutlich stärker divergierende Dorsalfurchen und einen stärker semizirkularen Außenriss. Zwar lässt sich auch zeichnerische Ungenauigkeit nicht als Faktor ausschließen, Verfasser hält es allerdings nicht für gesichert, dass beide Funde tatsächlich das gleiche Taxon repräsentieren (s. unten). Leider ist die Beschreibung durch NOVÁK wenig ergiebig. Die große morphologische Ähnlichkeit sowie der Umstand, dass *rhenanus* ebenfalls dem Günterod-Kalk entstammen soll, legt eine Beziehung zwischen den Funden nahe, zumindest soweit man den Panzer Taf. III, Fig. 3 zugrunde legt. Eine genaue Beurteilung wird jedoch erst mit Vorliegen des Originalmaterials oder eindeutigen Neufunden möglich sein. Das von NOVÁK als *Phacops breviceps* var. *minusculus* aus der gleichen Lokalität beschriebene Taxon unterscheidet sich schon signifikant durch den wesentlich breiteren Außenriss. Von BASSE (1998) als *Phacops* s. l. *rhenanus* aus dem Ense-Kalk des Kellerwaldes beschriebene Funde zeigen eine große Übereinstimmung mit dem Cephalon Taf. III, Fig. 4, weichen von dem Exemplar Fig. 3 hingegen deutlich ab. Auch die Präsenz von Interpleuralfurchen auf dem Pygidium steht im Widerspruch zur Darstellung bei NOVÁK, auf diese Aspekte wird von ihm jedoch nicht eingegangen. Der Umstand, dass beim bei NOVÁK Taf. III, Fig. 7 abgebildeten Phacopiden-Pygidium die Interpleuralfurchen dargestellt sind, spricht in dem Fall gegen zeichnerische Ungenauigkeit als Faktor hinsichtlich *rhenanus*. Sollte die Einschätzung Verfassers hinsichtlich *Morocops (Lahnops)* BASSE & MÜLLER, 2016 zutreffen (s. hierzu Bemerkung unten), ist die Zugehörigkeit der Kellerwald-Funde zu jenem Taxon wahrscheinlich. Der Umstand, dass mit dem Neufund aus dem Günterod-Kalk von Ballersbach nun ein Fund vorliegt, der die morphologischen Unterschiede zwischen den bei NOVÁK dargestellten Funden bestätigt, spricht tatsächlich dafür, dass sich unter dem Namen *rhenanus* zwei verschiedene Taxa verbergen. Der vorliegende Fund aus dem Günterod-Kalk von Ballersbach fügt sich vom Gesamtbild her gut in die Taxonomie von *Chotecops* CHLUPÁČ, 1971 ein. Im Vergleich zu der



durchwegs bei *Chotecops* zu beobachtenden flachen bis sehr flachen Wölbung der Glabella zeigt das vorliegende Taxon jedoch eine merklich stärkere Wölbung, weswegen Verfasser die

Zuordnung unter Vorbehalt stellt.

Vorkommen: Siehe bei Material.

***Morocops* BASSE, 2006**

Morocops (Morocops) Basse, 2006

Typusart: *Phacops (Phacops) sparsinodosus struvei* SCHRAUT, 2000.

Diagnose: VAN VIERSEN, HOLLAND & KOPPKA (2017): 19.

Bemerkung: Die Gattung *Morocops* wurde ursprünglich von BASSE (2006) ausschließlich auf Basis des von SCHRAUT (2000) als *Phacops (Phacops) sparsinodosus struvei* aus dem unteren Eifelium S-Marokkos beschriebenen Taxons aufgestellt. BASSE (2012) erweiterte ohne weitere Kommentierung die Gattung um die Spezies *Phacops lebesus* CHATTERTON et al., 2006, das von MCKELLAR & CHATTERTON (2009) zu ihrem neuen Taxon *Barrandeops* gestellt worden war. *Barrandeops* wird erstmals von VAN VIERSEN & HOLLAND (2016) mit *Morocops* synonymisiert. Eine ausführliche Besprechung erfährt *Morocops* durch VAN VIERSEN, HOLLAND & KOPPKA (2017), wobei die Gründe für die Synonymisierung von *Barrandeops* erläutert werden. Die Autoren weisen auf den graduellen, morphologischen Übergang der jungen Vertreter zu *Geesops* STRUVE, 1972 hin und vermuten das Vorliegen von Paraphylie, wobei sie auf die Problematik der unzureichenden Daten-Basis hinweisen. Während bislang ausschließlich nordafrikanische Taxa Gegenstand der Betrachtung als *Barrandeops* bzw. *Morocops* gewesen sind, weisen die Autoren bereits auf die Möglichkeit einer größeren geographischen Verbreitung hin. Insbesondere aus dem Devon Spaniens und der Türkei liegen Taxa vor, die sich morphologisch eng anschließen (vgl. v. a. Darstellungen bei SMEENK 1983 bzw. HAAS 1968). Zu *Barrandeops (Lahnops)* BASSE & MÜLLER, 2016 aus dem Devon des Lahn-Dill-Gebiets siehe Kommentar unten. CRÔNIER, OUDOT et al. (2018) übernehmen hinsichtlich der Synonymisierung

von *Morocops* und *Barrandeops* den Standpunkt von VAN VIERSEN, HOLLAND & KOPPKA (2017). Unter dem Vorbehalt, dass ein erweiterter Kenntnisstand eine erneute Trennung sinnvoll machen könnte, schließt sich Verfasser dem an. Ein Indiz für jenen Vorbehalt ist, dass mit *Barrandeops* sp. F sensu CRÔNIER, ABBACHE et al. (2018) aus dem Unter-Eifelium Algeriens ein Taxon vorliegt, dass eine konservative *Barrandeops*-Tracht aufzuweisen scheint.

Das von BASSE & MÜLLER (2016) als Untergattung von *Barrandeops* aufgestellte Taxon *Lahnops* wird hierin in der Konsequenz zu *Morocops* versetzt. Die Autoren definieren jenes Taxon ausschließlich über die Verminderung der Reliefstärke der Granulierung im Rahmen der ontogenetischen Entwicklung sowie die Anzahl der Rhachisringe des Pygidiums. Ob dies zur Definition eines Subgenus ausreichend ist, hält Verfasser für fraglich, zumal angesichts der lückenhaften Kenntnisse zur Ontogenie von Taxa der Phacopinae die taxonomische Relevanz ersterer Merkmale schwer zu beurteilen und bei letzterem Merkmal kein eindeutiger Unterschied zur nominotypischen Gattung festzustellen ist.

Dennoch ist zu vermuten, dass das Taxon eine eigene morphologische Gruppe repräsentiert. Der Schlüssel zu ihrem Verständnis sieht Verfasser dabei im Merkmal der Rändelleiste. Das Konzept der Rändelleiste als diagnostisches Merkmal der Phacopinae wurde durch STRUVE eingeführt und sukzessive weiterentwickelt (s.v.a. STRUVE 1970, 1972 und 1982). STRUVE

Tafel 3 (Seite 88)

- Fig. 1.** *Chotecops* ? sp. C. Cephalon, Slg. Verfasser, teilweise beschalt. Günterod-Kalk, Unter-Eifelium/Mitteldevon, Stbr. „In der Bomm I“/ (Mittenaar-)Ballersbach. a) Dorsalansicht, b) Lateralansicht, c) Frontalansicht.
- Fig. 2.** *Morocops (Lahnops)* ? n. sp. Vollständiger Dorsalpanzer Slg. Verfasser, Schälenerhaltung. Ober-Emsium/Unterdevon, „Red Cliff“ von Hamar Laghdad/SE-Marokko. a) Dorsalansicht des Panzers, b) Dorsalansicht des Cephalons, c) Lateralansicht des Cephalons, die feine Rändelleiste zeigend, d) Frontalansicht des Cephalons, e) Dorsalansicht des Pygidiums.
- Fig. 3.** *Morocops (Morocops)* ? *richterorum* n. sp. Cephalon SMF 97157, Holotypus, beschalt. Sog. Greifenstein-Kalk, Grenzbereich Unter-/Mitteldevon, (Bad Endbach-)Günterod. a) Dorsalansicht, b) Überkippte Dorsalansicht zur Betonung des Reliefs, S 2 und posteriorer Ast von S 3 leicht angedeutet erkennbar auf dem Hauptlobus der Glabella, c) Lateralansicht, d) Frontalansicht.
- Fig. 4.** *Morocops (Morocops)* ? cf. *richterorum* n. sp. Cephalon SMF 97158, teilweise beschalt. Sog. Greifenstein-Kalk, Grenzbereich Unter-/Mitteldevon, (Bad Endbach-)Günterod. a) Dorsalansicht, b) Lateralansicht, c) Frontalansicht.
- Fig. 5.** *Morocops* (subg. indet.) n. sp. D. Cephalon SMF 97159, größtenteils Steinkern. Sog. Greifenstein-Kalk, Grenzbereich Unter-/Mitteldevon, (Bad Endbach-)Günterod. a) Dorsalansicht, b) Lateralansicht, c) Frontalansicht.

Maßstab jeweils 5 mm, alle Objekte geweißt.

(1989 sowie wiederholt 1995), leitet plausibel eine ökologische Bedeutung des Merkmals her. In der nicht-deutschsprachigen Forschung hat das Merkmal allerdings erst in den letzten Jahren eine gewisse Beachtung gefunden (vgl. z. B. MCKELLAR & CHATTERTON 2009 oder VAN VIERSEN, HOLLAND & KOPPKA 2017). Bei *Morocops (Morocops)* ist eine deutliche Rändelleiste ausgebildet (vgl. Darstellungen bei CHATTERTON et al. 2006, MCKELLAR & CHATTERTON 2009 oder VAN VIERSEN, HOLLAND & KOPPKA 2017). Aufgrund der meist starken Deformation des Materials der Typusart von *Morocops (Lahnops)* ist eine Beurteilung erschwert, die meisten Exemplare scheinen keine entsprechende Struktur aufzuweisen. Für die Anwesenheit einer sehr feinen Leiste sprechen allerdings die bei BASSE & MÜLLER (2016) auf Taf. 17, Fig. 154–155 sowie Taf. 18, Fig. 168–169 dargestellten Funde. Funde mit vergleichbarem Erscheinungsbild sind Verfasser auch aus eigener Aufsammlung bekannt.

***Morocops (Morocops?) richterorum* n. sp.**

Abb. 7, Taf. 3, Fig. 3–4

Derivatio nominis: Nach dem Ehepaar Rudolf RICHTER (1881–1957) und Emma RICHTER (1888–1956), den Findern des Typus-Materials.

Holotypus: Das Cephalon SMF 97157 auf Taf. 3, Fig. 3.

Locus typicus: Günterod.

Stratum typicum: Sog. Greifenstein-Kalk, Grenzbereich Emsium/Eifelium, Unter-/Mitteldevon.

Material: Neben dem Holotypus als cf.-Bestimmung das teilweise beschaltete, kleine Cephalon SMF 97158.

Diagnose: Cephalon mäßig breit, subparabolisch, stark gewölbt. Dorsalfurchen mäßig divergierend, Winkel etwa 60 Grad. Vorderrand des Frontallobus der Glabella flachbogig gerundet, median eine leichte Spitze andeutend. Glabella sowohl sagittal als auch transversal stark gewölbt, Frontallobus kaum überhängend, in Lateralansicht in angenähertem 90 Grad-Winkel fast geradlinig abfallend. S2 und S3 sehr seicht, auf der Schalenoberfläche kaum erkennbar. Palpebralloben stark konvex, annähernd semizirkular. Augenstiel gleichmäßig breit, anterior stark ansteigend, die Palpebralloben kaum überragend. Sehfläche mit 19 Vertikalreihen mit maximal fünf Linsen. Hinteraugenwulst kaum gepolstert. Hinterer Augenabstand gering, etwa 15 % der Augenlänge. Augensockel sehr hoch, nicht gepolstert, Vordersaum breit, unterer Augenabstand entsprechend sehr hoch, bis etwas mehr als eineinhalbfache Sehflächenhöhe. Bis auf Bereiche der Festwange entlang der Dorsalfurche sowie der Hinterrandsaumfurche das ganze Cephalon dicht mit spitz zulaufenden Körnchen besetzt, Körnelung am Vordersaum bis zum Wangeneck besonders dicht, gröber und abgerundet.

Ein Indiz dafür, dass es sich hierbei nicht um ein sekundär entstandenes Merkmal handelt, liefert ein noch unbeschriebenes möglicherweise zu *Morocops (Lahnops)* gehörendes Taxon aus dem Ober-Emsium/Unterdevon der „roten Fauna“ des „Red Cliff“ von Hamar Laghdad/SE-Marokko, das eine vergleichbare Ausbildung der Rändelleiste aufweist (s. Taf. 3, Fig. 2, zur Lokalität KLUG et al. 2009 bzw. CRONIER, OUDOT et al. 2018). Ein noch unbeschriebenes Taxon ähnlicher Morphologie liegt ebenfalls aus dem Greifenstein-Kalk der Typlokalität vor. Vermutlich handelt es sich bei *Morocops (Lahnops)* um eine phylogenetische Gruppe innerhalb von *Morocops*, die sich durch die Merkmale einer stark reduzierten Rändelleiste, tendentiell lockerer Skulptur, einen flachen bis mittelhohen Augensockel sowie einen zumeist relativ deutlichen hinteren Augenabstand auszeichnet. Dies wird sich aber erst durch einen fortgeschritteneren Kenntnisstand bestätigen lassen.

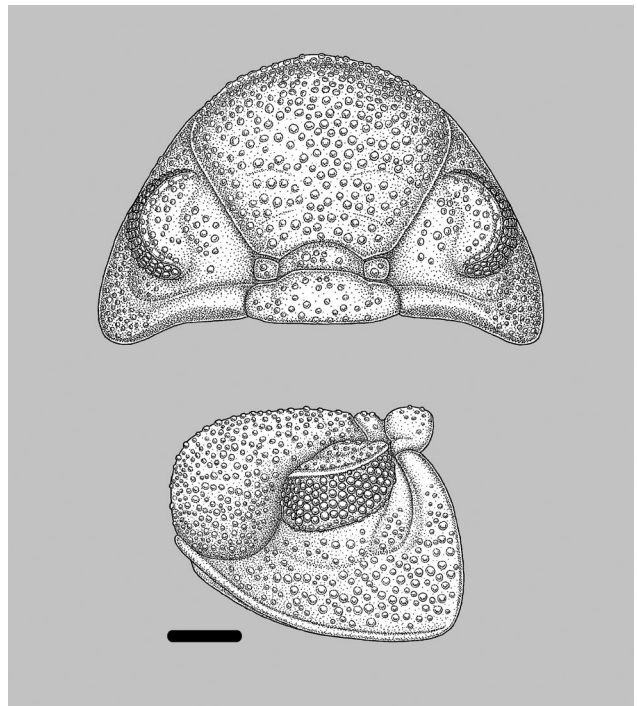


Abb. 7: *Morocops (Morocops?) richterorum* n. sp. Sog. Greifenstein-Kalk, Grenzbereich Emsium/Eifelium, Unter-/Mitteldevon, (Bad Endbach-)Günterod. Rekonstruktionszeichnung des Cephalons in Dorsal- und Lateralansicht. Maßstab 5 mm.

Beschreibung: Das Cephalon ist mäßig breit und weist einen subparabolischen Außenriss auf. Die Glabella verbreitert sich anterior nur mäßig bei einem Winkel von etwa 60 Grad. Die Glabella zeigt sagittal eine sehr starke Wölbung. Auch transversal ist sie deutlich gewölbt. Der Frontallobus ist

flachbogig gerundet und deutet median eine leichte Spitze an. Er hängt kaum über. S2 und S3 sind auf der Schalenoberfläche nur noch angedeutet und nur bei streifender Beleuchtung wirklich wahrnehmbar. S2 ist nahezu geradlinig und verläuft abaxial leicht schräg nach hinten. Der adaxiale Ast von S3 ist hingegen konvex, verläuft aber annähernd horizontal. Der abaxiale Ast lässt sich weder auf der Schalenoberfläche, noch auf dem Steinkern eindeutig nachvollziehen. Die Dorsalfurchen sind tief eingeschnitten, ihr Verlauf ist weitgehend geradlinig. Der Präoccipital- sowie der Occipitalring sind jeweils durch tiefe Furchen deutlich abgesetzt. Der Präoccipitalring ist schmal (sag.) und stark gewölbt (tr.). Die kugelig ausgebildeten L1 sind deutlich vom Mittelstück abgesetzt. Der Occipitalring ist ebenfalls stark gewölbt (tr.), die Occipitalfurchen sind an den distalen Enden eingebuchtet, die distalen Enden des Occipitalrings sind jedoch nur mäßig abgesetzt. Der Hinterrand ist leicht konvex. Der Augensattel ist gleichmäßig breit, zeigt eine signifikante Eigenwölbung und steigt nach vorne stark an. Die durch die Palpebralfurche klar abgesetzten Palpebrallappen überragt er aber nur unwesentlich. Die breiten (tr.), nierenförmigen Palpebrallappen sind sehr stark konvex, annähernd semizirkular. Zum Sehfeld hin schließen sie durch eine deutlich ausgebildete Leiste ab. Das Sehfeld verjüngt sich nur leicht nach hinten, es trägt 19 Vertikalreihen mit maximal fünf Linsen. Der hintere Augenabstand ist mit etwa 15 % der Augenlänge gering. Der Augensockel ist sehr hoch und nicht gepolstert. Seine Höhe beträgt etwa eine halbe Sehflächenhöhe. Der untere Augenabstand ist sehr groß, er beträgt etwa das 1,5fache der Sehfeldhöhe. Der Vordersaum ist sehr steil gestellt. Die Vordersaumfurchen sind sehr seicht. Zwar ist der entsprechende Bereich abgebrochen, es ist jedoch am Holotypus erkennbar, dass eine schmale, aber deutlich ausgebildete Rändelleiste bis an das Wangeneck geführt hat. Am zweiten Cephalon ist eine entsprechende Struktur nicht erkennbar, was allerdings wohl eher erhaltungstechnische Gründe haben dürfte. Der Hinterast der Fazialsutur ist sehr seicht und erlischt auf dem Vordersaum. Er trennt den Augensockel vom nur leicht gepolsterten Hinteraugenwulst. Die Hintersaumfurchen sind tief und breit. Zum Wangeneck hin wird sie sukzessive seichter, ehe sie in die Vordersaumfurchen übergeht. Der Hintersaum ist sehr stark gewölbt (sag.), im Querschnitt gerundet subtrigonal, so dass er gekielt wirkt. Der Kiel geht zum Wangeneck hin in die Kante des Hinterrandes über. Der Hintersaum flacht zum Wangeneck hin weitgehend ab, das Wangeneck ist nur schwach nach hinten ausgezogen. Der größte Teil des Cephalons ist dicht mit spitzen Körnchen besetzt. Am Frontallobus wird die Körnelung etwas dichter. Auf dem Augensattel entlang der Dorsalfurche sowie der Hintersaumfurchen fehlt sie. Adaxial auf dem Hintersaum ist sie sehr fein. Zum Wangeneck hin wird sie sehr dicht und grob, so wie auch auf dem Vordersaum. Die Körnelung ist hier auch mehr rundlich. Zur Saumfurchen ist der Hinteraugenwulst mit einzelnen Körnchen besetzt. Dieser Skulpturierungsmodus zieht sich auf dem

Augensockel fort. Die Leiste, die den Palpebrallappen zum Sehfeld begrenzt, trägt gleichermaßen wie der Unterrand des Sehfelds eine feine Körnelung. In der Lateralansicht steigt die Glabella vom Vorderrand steil in annäherndem 90 Grad-Winkel nur leicht geschwungen zum Scheitelpunkt auf. Anschließend verläuft die Firstlinie im leichten Bogen bis zum deutlich abgesetzten Präoccipitalring. Der Präoccipitalring ist abgeplattet und nur wenig abgesenkt, wird durch die tiefe Occipitalfurchen jedoch ebenfalls deutlich vom Occipitalring getrennt, der den Präoccipitalring etwas überragt. Auch der Occipitalring ist abgeplattet.

Diskussion: Die neue Art zeigt in wesentlichen Merkmalen große Übereinstimmung mit *Morocops* (*Morocops*) sensu VAN VIERSEN, HOLLAND & KOPPKA (2017) und passt sich durch einen subparapalpalischen Außenriss in die Morphologie der jüngeren Vertreter des Taxons ein. Es zeigt jedoch mehrere ungewöhnliche Merkmale. So weist es einen sehr hohen Augensockel und auch eine sehr starke Sagittalwölbung mit einem steilen, in einem annähernden 90 Grad-Winkel ansteigenden Frontallobus und einer anschließend angenähert horizontal verlaufenden Firstlinie auf. Bei *Morocops* (*Morocops*) ist relativ konstant nur ein flacher bis mäßig hoher Augensockel ausgebildet, die Firstlinie der Glabella zeigt meist einen flacheren, stärker gerundeten Verlauf. Vergleichbare Merkmale in der Lateralansicht finden sich bei *M. (M.) lebesus* (CHATTERTON et al. 2006) aus dem Unter-Eifelium Marokkos, dieses Taxon ist jedoch allein schon durch den stark subtrigonalen Außenriss deutlich verschieden. Wie auch bei VAN VIERSEN, HOLLAND & KOPPKA (2017) betont wird, zeigt dieses Taxon bereits wesentliche morphologische Übereinstimmung mit *Geesops* STRUVE, 1972. Interessant ist hierbei vielleicht ebenfalls ein Blick auf das Pygidium. In Übereinstimmung mit *Geesops* scheinen die Interpleuralfurchen vollständig zurückgebildet zu sein, während bei *Morocops* (*Morocops*) ansonsten zumindest leichte Interpleuralfurchen ausgebildet sind. VAN VIERSEN, HOLLAND & KOPPKA (2017) vermuten hinsichtlich der phylogenetischen Beziehungen von *Morocops* und *Geesops* das Vorliegen eines „grade taxons“. Ein ähnlicher Firstverlauf ist auch bei *Barrandeops* sp. F sensu CRONIER, ABBACHE et al. (2018) aus dem Eifelium Algeriens zu beobachten. Dieses Taxon unterscheidet sich sonst aber deutlich durch den merklich rundlicheren Außenriss, die stärker divergierenden Dorsalfurchen, den schmaleren Occipital- und Präoccipitalring, die feinere Skulptur sowie den flachen Augensockel. Des Weiteren einen vergleichbaren Firstverlauf zeigt *Morocops? campbelli* (G. ALBERTI, 1983) aus dem Eifelium Marokkos. Doch auch dieses Taxon ist durch Merkmale wie einen rundlicheren Außenriss, die längeren, weniger konvexen Palpebrallappen, den stark abgesenkten Präoccipitalring, eine gröbere Skulptur sowie einen flacheren Augensockel deutlich unterscheidbar. Allerdings ist der Kenntnisstand zu diesem Taxon ungenau, die Ausbildung der Rändelleiste ist z. B. ungewiss, auch die Beschreibung

durch G. ALBERTI (1983) ist wenig detailliert. Die Zuordnung zu *Morocops* erfolgt darum unter Vorbehalt.

Im Herzynikum scheint sich eine eigene phylogenetische Gruppe aus der *Morocops*-Verwandtschaft um das Taxon *Morocops* (subg. indet.) *major* (BARRANDE, 1852) zu konstituieren (s. a. bei *Morocops* (subg. indet.) n. sp. D). Bei dieser Gruppe lässt sich ein vergleichbarer Firstverlauf der Glabella sowie ebenfalls ein hoher Augensockel beobachten. Der Außenumriss des Cephalons ist jedoch rundlicher, flacher und breiter und die Dorsalfurchen divergieren sehr stark, entsprechend ist der Frontallobus der Glabella signifikant breiter. Zudem scheinen die Taxa dieser Gruppe stets großwüchsig zu sein. Ein näheres Verwandtschaftsverhältnis scheint darum unwahrscheinlich. Im herzynischen Faziesraum anzutreffen ist weiterhin *Morocops* (*Lahnops*) BASSE & MÜLLER, 2016, dieses Taxon ist jedoch problematisch (s. Bemerkung oben). Sollte Verfassers Einschätzung dieses Taxons zutreffen, unterscheidet sich *richterorum* durch einen höheren Augensockel, eine wesentlich stärker ausgebildete Skulptur sowie eine andersartige Ausbildung der Rändelleiste, und auch in diesem Fall ist ein näheres Verwandtschaftsverhältnis unwahrscheinlich. Aufgrund der unvollständigen Kenntnis des Taxons ist weiterhin schwer einschätzbar, ob eine Beziehung zu den von BASSE (1998) als *Phacops* s. l. sp. aff. *major* BARRANDE, 1852 aus dem Kellerwald beschriebenen Funden vorliegt. Der stärker subtrigonale Umriss sowie die flachere Wölbung weisen auf jeden Fall darauf hin, dass keine artliche Übereinstimmung besteht.

Die größte morphologische Nähe des neuen Taxons besteht tatsächlich zur nominotypischen Untergattung. Durch die oben genannten Merkmale lässt sich *richterorum* allerdings nicht ohne weiteres in deren Entwicklungslinie einordnen.

Hinzu kommt das isolierte Vorkommen innerhalb des böhmisch-herzynischen Faziesraums, so dass auch Homöomorphie nicht gänzlich als Faktor ausschließbar scheint. Darum erfolgt die Zuordnung zur nominotypischen Untergattung nur unter Vorbehalt.

Es sei noch angemerkt, dass das signifikant kleinere Cephalon SMF 97158 in verschiedenen Punkten merkliche morphologische Unterschiede aufweist. So ist der Außenumriss flacher, die Glabella entsprechend kürzer, die Dorsalfurchen divergieren stärker mit einem Winkel von etwa 70 Grad. Der Augensockel ist mit 0,4facher Sehfeldhöhe etwas flacher. Angesichts der morphologischen Merkmale, insbesondere das Sehfeld ist schon voll entwickelt, dürfte das kleine Cephalon sicherlich ein Holaspis-Stadium darstellen. Wie insbesondere an *Morocops* (*Mor.*) *ovatus* (MCKELLAR & CHATTERTON, 2009) klar erkennbar ist, kann die Ausbildung des Augensockels intraspezifischer Variabilität unterworfen sein (vgl. Darstellung bei MCKELLAR & CHATTERTON 2009). Angesichts des Größenunterschieds der beiden Cephalen kann zudem postlarvale Ontogenie als Faktor nicht ausgeschlossen werden. Andere Details wie der Aufbau des Sehfelds, der Verlauf der Glabellafurchen oder auch die Verteilung der Skulptur stimmen völlig überein, wobei die Skulptur beim kleineren Cephalon gröber ist. Angesichts der Deutlichkeit der Unterschiede sowie der durch die geringe Materialmenge eingeschränkten Kenntnisse kann jedoch auch eine taxonomische Bedeutung nicht ausgeschlossen werden, weswegen die Zuordnung als cf.-Bestimmung erfolgt.

Vorkommen: Bislang nur am Locus typicus im Stratum typicum.

***Morocops* (subg. indet.) n. sp. D**

Taf. 3, Fig. 5

Material: Unvollständiges Cephalon SMF 97159 aus dem sog. Greifenstein-Kalk von Günterod.

Diskussion: Aus den Aufsammlungen RICHTERS liegt aus dem sog. Greifenstein-Kalk von Günterod ein unvollständiges großes Cephalon vor. Der Außenumriss ist relativ breit und subparabolisch, die sagittale Wölbung ist sehr groß. Der Frontallobus der Glabella läuft median leicht spitz zu, er hängt kaum über, nach einem kurzen Anstieg im annähernd 90 Grad-Winkel knickt die Firstlinie der Glabella nach hinten um und steigt leicht geschwungen in einem relativ steilen Winkel bis zur sehr tief eingeschnittenen S1 an. Die deutlichen Dorsalfurchen divergieren stark mit einem Winkel von etwa 75 Grad. S2 und S3 sind offenbar sehr seicht, wobei sich erhaltungsbedingt nur noch der adaxiale Ast von S3 eindeutig nachvollziehen lässt. Er verläuft leicht konvex und ist adaxial etwas nach hinten gerichtet. Die ganze Glabella ist dicht tuberkuliert. Der Präoccipital- wie auch der Occipitalring sind

nur noch rudimentär erhalten. Beide sind sehr breit (tr.). Es lässt sich weiterhin noch erkennen, dass der Präoccipitalring merklich abgesenkt war und der Occipitalring auch sagittal eine signifikante Breite aufgewiesen hat. Der Augenstiel ist etwa gleichmäßig breit und steigt nach vorne merklich an, den Palpebrallobus überragt er nur leicht. Der Palpebrallobus ist nur mäßig lang und relativ schmal. Er ist sehr stark konvex. Sowohl der Augenstiel als auch der Palpebrallobus sind entschalt, und die Skulptur ist nicht mehr nachvollziehbar. Das Sehfeld ist links stark beschädigt, rechts fehlt es völlig. Die Anzahl der Vertikalreihen ist nicht mehr verifizierbar. Auch die maximale Anzahl der Linsen in einer Vertikalreihe ist nicht mehr eindeutig feststellbar, sie könnte aber um die sechs betragen haben. Der untere Rand des Sehfelds war mit Körnchen besetzt. Der Augensockel ist ungepolstert und sehr hoch, etwa

eine halbe Sehflächenhöhe. Er scheint skulpturlos zu sein und ist durch die sehr seichte Vordersaumfurchung vom breiten, sehr steil stehenden Vordersaum getrennt. Der Vordersaum ist größtenteils entschult, es lässt sich aber noch erkennen, dass er dicht mit Tuberkeln besetzt gewesen ist. Auf der linken Seite ist am Frontallobus der Glabella die Schale fast noch bis zum distalen Rand hin erhalten. Die Art des Abbruchs lässt die Anwesenheit einer deutlichen Rändelleiste vermuten. Der Hinterast der Fazialsutur ist nicht mehr nachvollziehbar, wobei das bei einer seichten Ausbildung auch erhaltungsbedingt sein könnte. Der Hinteraugenwulst ist kaum gepolstert. Der hintere Augenabstand ist gering und beträgt etwa 15 % der Augenlänge. Der Hintersaum ist stark gewölbt mit rundlichem Querschnitt, zum Wangeneck hin flacht er merklich ab. Er scheint skulpturlos zu sein. Das Wangeneck ist nur schwach nach hinten ausgezogen.

Es ist offensichtlich, dass hier ein neues Taxon vorliegt, die unvollständige Erhaltung des einzigen vorliegenden Fundes lässt zum jetzigen Zeitpunkt jedoch keine ausreichende Definierung zu. Wie bereits bei *Morocops* (*Morocops*?) *richterorum* n. sp. angesprochen, scheint im böhmisch-herzynischen Faziesraum eine phylogenetische Gruppe um *Morocops* (subg. indet.) *major* (BARRANDE, 1852) zu bestehen, die aufgrund der morphologischen Nähe zu *Morocops* vorerst als ein mögliches Subgenus dieses Taxons interpretiert wird. Merkmale scheinen

neben Großwüchsigkeit ein breites Cephalon, eine sehr ausgeprägte Sagittalwölbung, stark divergierende Dorsalfurchen mit einem entsprechend breiten Frontallobus der Glabella sowie ein relativ hoher Augensockel zu sein. Neben *major* ist mit Sicherheit ein nah verwandtes Taxon aus dem Greifenstein-Kalk der Typlokalität (vgl. KIM 1997, Taf. 12 Fig. 2-7, non Fig. 1, Bearbeitung in Vorbereitung) hierher zu stellen. Allerdings zeigt das hier vorgestellte Taxon ebenfalls große Übereinstimmung hinsichtlich der besonderen Merkmale der Gruppe. Es hebt sich in erster Linie durch die anterior deutlich abfallende Firstlinie der Glabella ab, wobei dies als ein abgeleitetes Merkmal interpretiert werden kann. Eine phylogenetische Beziehung zu den oben genannten Taxa erscheint sehr wahrscheinlich. Die Meldung von *major* aus dem Greifenstein-Kalk von Günterod bei KAYSER & HOLZAPFEL (1894) dürfte sich sicher auf dieses Taxon beziehen. In welcher Beziehung der hier vorgestellte Fund zu den von NOVÁK (1890) aus dem Günterod-Kalk von Bicken vorgestellten Funden steht, ist ohne Einsicht der Originale nicht zu beurteilen. Diese zeigen allerdings, soweit erkennbar, auch die für die Gruppe des *major* typischen Merkmale. Historische Meldungen von *major* bedürfen zumeist einer kritischen Überprüfung.

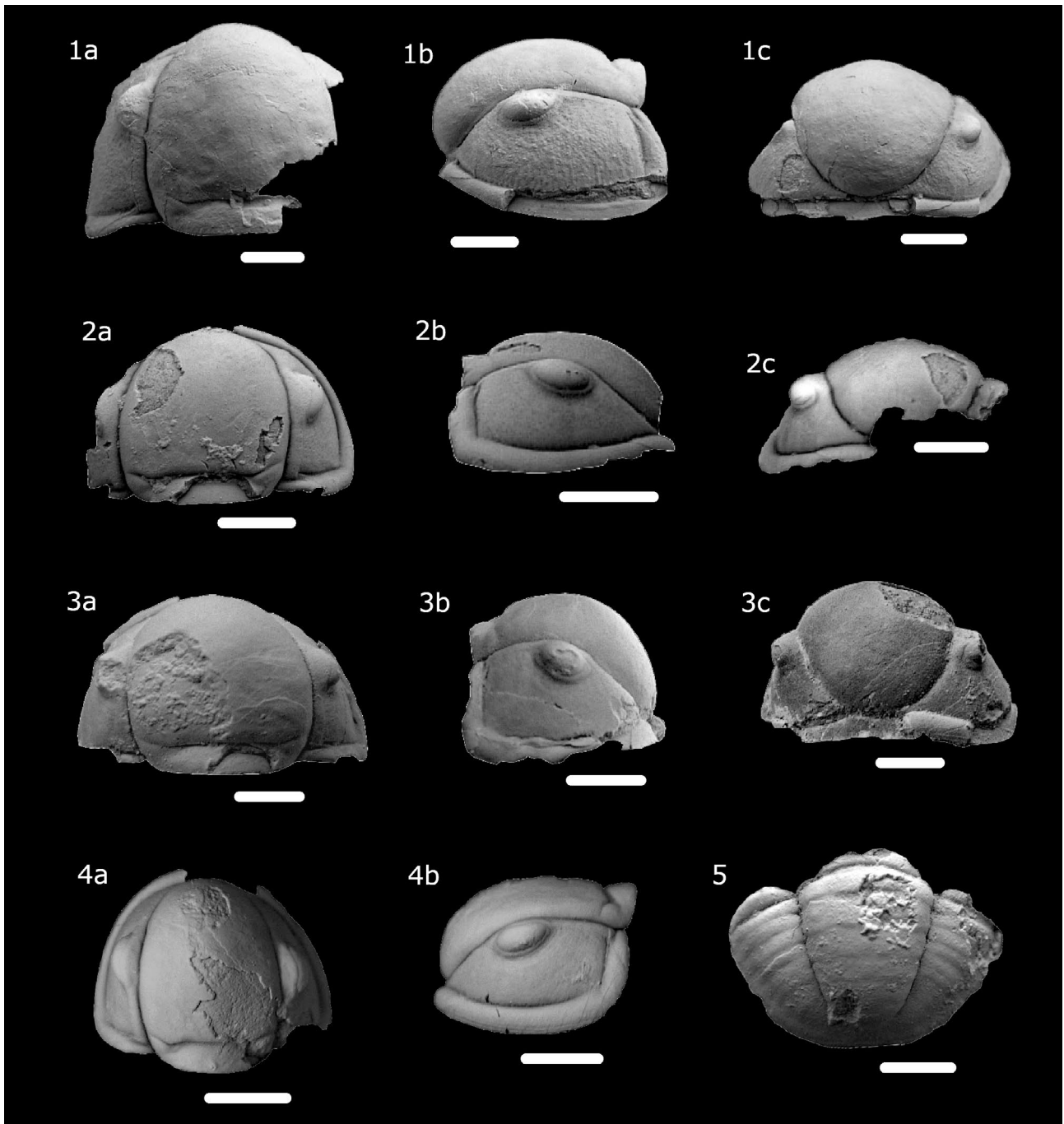
Vorkommen: Siehe bei Material.

4 Diskussion

Aus den Aufsammlungen von Rudolf und Emma RICHTER liegen aus dem sog. Greifenstein-Kalk von Günterod die vier Taxa *Chotecops hoseri* n. ssp. A, *Ch.* n. sp. B., *Morocops* (*Morocops*?) *richterorum* n. sp. sowie *Mor.* (subg. indet.) n. sp. D vor. Die bei KAYSER & HOLZAPFEL (1894) genannten Funde von *breviceps* beziehen sich, wie bereits angemerkt, vermutlich auf *Ch. hoseri* n. ssp. A oder auf *Ch.* n. sp. B, die von *major* sicherlich auf *Mor.* (subg. indet.) n. sp. D. Die weitere Meldung eines *Phacops zorgensis* entzieht sich der Beurteilung und kann darum hier nicht weiter berücksichtigt werden. Die Meldung von „*Phacops major*“ aus grauen Kalken von Günterod bei FRECH (1889) könnte sich ebenfalls auf *Mor.* (subg. indet.) n. sp. D beziehen. *Chotecops hoseri* n. ssp. A und *Ch.* n. sp. B stehen in enger Beziehung zu Taxa aus dem Barrandium. *Mor.* (subg. indet.) n. sp. D dürfte weiterhin verwandt mit Taxa aus dem Barrandium sowie dem Greifenstein-Kalk sein. *Mor.* (*Mor.*?) *richterorum* n. sp. lässt keine paläobiogeographischen Rückschlüsse zu. So lassen die Phacopiden konkrete Beziehungen ins Barrandium erkennen, keine engeren Beziehungen zeigen sie jedoch zum Greifenstein-Kalk der Typlokalität wie das auch für die Scutelluiden festgestellt wurde (U. FLICK 2021b). Aus dem Greifenstein-Kalk der Typlokalität liegen tatsächlich neben den bei U. FLICK (2018) genannten Taxa noch

das oben bei *Morocops* BASSE, 2006 genannte, möglicherweise zu *Morocops* (*Lahnops*) BASSE & MÜLLER, 2016 gehörige Taxon und ein weiteres Taxon von *Chotecops* CHLUPÁČ, 1971 sowie möglicherweise weitere Taxa vor. Bis auf das Taxon aus der Verwandtschaft des *Morocops* (subg. indet.) *major* (BARRANDE, 1852) lassen sich zu keinem der Taxa nähere Beziehungen herstellen.

Neben den von U. FLICK (2021b) bearbeiteten Scutelluiden sind in der RICHTERSchen Aufsammlung noch weitere Trilobiten-Funde enthalten, die im folgenden auch fotografisch dargestellt werden (s. Taf. 4-5). Dabei handelt es sich um mehrere Exemplare von *Orbitoproetus orbitatus* (BARRANDE, 1846), wobei dieses Taxon außer aus dem Barrandium und dem Rheinischen Schiefergebirge auch aus dem Harz (vgl. H. ALBERTI 1968, die Meldung bei ERBEN 1952 gehört sicher nicht hierher) sowie Marokko beschrieben worden ist (vgl. G. ALBERTI 1969) und einer Revision bedarf (die Zuordnung von den von PILLET 1972 aus dem französischen Devon beschriebenen Funden wird bereits bei ŠNAJDR 1980 in Zweifel gezogen). Auffällig ist bei dem Material aus dem sog. Greifenstein-Kalk von Günterod die große morphologische Variabilität. Dies ist möglicherweise der Hintergrund der Nennung eines weiteren Taxons aus der nahen Verwandtschaft bei KAYSER



Tafel 4

Trilobiten-Funde leg. RICHTER, sog. Greifenstein-Kalk, Grenzbereich Unter-/Mitteldevon, (Bad Endbach-)Günterod.

Fig. 1-5. *Orbitoproetus orbitatus* (BARRANDE, 1846).

Fig. 1. Cephalon SMF 97160, beschalt. a) Dorsalansicht, b) Lateralansicht, c) Frontalansicht.

Fig. 2. Cephalon SMF 97161, beschalt. a) Dorsalansicht, b) Lateralansicht, c) Frontalansicht.

Fig. 3. Cephalon SMF 97162, beschalt. a) Dorsalansicht, b) Lateralansicht, c) Frontalansicht.

Fig. 4. Cephalon SMF 97163, beschalt. a) Dorsalansicht, b) Lateralansicht.

Fig. 5. Pygidium SMF 97164, beschalt. Dorsalansicht.

Maßstab jeweils 5 mm, alle Objekte geweißt.

& HOLZAPFEL (1894). Das vorliegende, zahlenmäßig begrenzte Material lässt jedoch keine eindeutige morphologische Abgrenzung voneinander zu, die auf die Anwesenheit eines weiteren Taxons schließen ließe. Eine genauere Einschätzung ist allerdings erst bei einer größeren Materialmenge möglich. Weiterhin liegen *Cyphaspis* aff. *barrandei* (HAWLE & CORDA, 1847) (nicht identisch mit dem Taxon des Greifenstein-Kalks der Typlokalität, so sind die L 1 z. B. deutlich größer), *Eremiproetus* sp. gr. *eremitus* (BARRANDE, 1852) (Cranidium weist eine ungewöhnlich starke sagittale Wölbung auf), *Harpes* cf. *reticulatus* HAWLE & CORDA, 1847 und *Kielania* sp. vor. Aus den Angaben bei KAYSER & HOLZAPFEL lässt sich weiterhin auf die Präsenz der Taxa *Myoproetus* ŠNAJDR, 1976, *Phaetonellus* NOVÁK, 1890 und *Acanthopyge* HAWLE & CORDA, 1847 schließen. Die Angabe von *Harpes fornicatus* NOVÁK, 1890 ist nicht überprüfbar, weswegen sie hier nicht weiter berücksichtigt wird. Die Nennung von *Ceratophala* WARDER 1838 bei HUCKRIEDE (1992) zusammen mit *Orbitoproetus* ist wiederum sicherlich nicht auf den Ballersbach-, sondern eher auf den sog. Greifenstein-Kalk zu beziehen. Wie bei U. FLICK (2021b) ausgeführt, kann weiterhin nicht ausgeschlossen werden, dass der von NOVÁK (1890) als *Bronteus brevifrons* aus Günterod beschriebene, sehr wahrscheinlich zu *Sagittapeltis* KIM, 1997 gehörende Fund, tatsächlich nicht aus dem Günterod-, sondern aus dem sog. Greifenstein-Kalk stammt. Die vorliegenden Taxa sowie diejenigen, deren Vorkommen mit ausreichender Sicherheit angenommen werden kann, finden sich in Tab. 1 zusammengestellt. In der Tat besteht in der Zusammensetzung eine gewisse Ähnlichkeit mit den gleichaltrigen Faunen des Suchomasty- bzw. *Acanthopyge*-Kalks in Böhmen, zumal wie verschiedentlich hingewiesen, mehrere Taxa auf konkrete Beziehungen ins Barrandium hinweisen. Für viele Taxa ist jedoch der Kenntnisstand für eine verlässliche Beurteilung noch ungenügend. Taxa wie *Myoproetus*, *Phaetonellus*, *Acanthopyge* und vermutlich auch *Eremiproetus* Richter & Richter, 1919 liegen außerdem ebenfalls aus dem Ballersbach-Kalk vor (vgl. U. FLICK 2021a), so dass angesichts der wahrscheinlichen gemeinsamen Zugehörigkeit zur Bicken-Ense-Decke Beziehungen hierzu denkbar sind. Ähnlichkeiten zum Greifenstein-Kalk der Typlokalität ergeben sich primär über die große Ähnlichkeit zu den böhmischen Faunen und lassen sich soweit nicht weiter konkretisieren. Daran, dass mit dem sog. Greifenstein-Kalk von Günterod ein eigenes Karbonat vorliegt, kann darum kein Zweifel bestehen.

Aus dem sog. Greifenstein-Kalk von Bad Wildungen liegen wiederum *Chotecops auspex* (CHLUPÁČ, 1971) sowie ein vorbehaltlich zu *Ch.* n. sp. B gestellter Fund vor. Eine Faunenliste findet sich bei LOTZ (1901), verschiedene Funde aus historischen Aufsammlungen werden bei BASSE (1996, 1997, 1998) beschrieben. LOTZ nennt aus dem sog. Greifenstein-Kalk von Bad Wildungen an Phacopiden „*Phacops breviceps*“ und „*Phacops major*“. Bei ersterem liegt nahe, dass es sich um *Ch. auspex* oder das vorbehaltlich als *Ch.* n. sp. B bestimmte Ta-

Tab. 1: Trilobiten-Taxa des sog. Greifenstein-Kalks, Grenzbereich Emsium/Eifelium, Unter-/Mitteldevon von (Bad Endbach-)Günterod, aufgrund ihrer unklaren Stellung die Ordnung Aulacopleurida ADRAIN, 2011 mit der Ordnung Proetida FORTEY & OWENS, 1975 zusammengefasst.

Corynexochida KOBAYASHI, 1935

Paralejurus aff. *applanatus* (NOVÁK, 1890)

Scabriscutellum (subg. indet.) sp. A, (sensu U. FLICK 2021b)

Scabriscutellum (*Rheiscutellum*?) n. sp. C aff. *caelebs* (BARRANDE, 1852), (sensu U. FLICK 2021b)

Thysanopeltis speciosa HAWLE & CORDA, 1847

Harpetida WHITTINGTON, 1959

Harpes cf. *reticulatus* HAWLE & CORDA, 1847

Kielania sp.

Lichida MOORE, 1959

Acanthopyge sp.

Phacopida SALTER, 1864

Chotecops hoseri n. ssp. A

Chotecops n. sp. B

Morocops (*Morocops*?) *richterorum* n. sp.

Morocops (subg. indet.) n. sp. D

Proetida FORTEY & OWENS, 1975

Cyphaspis aff. *barrandei* (HAWLE & CORDA, 1847)

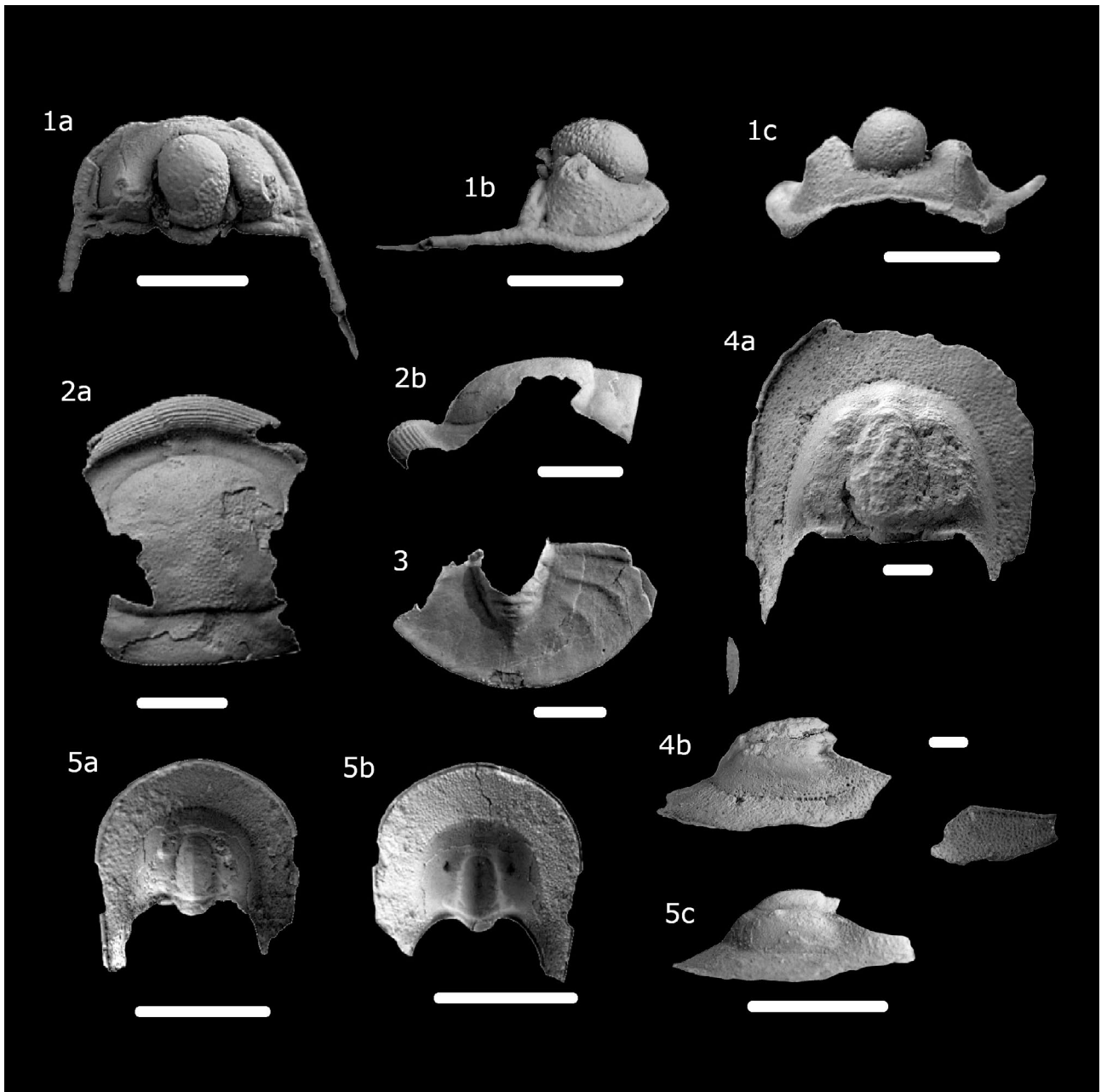
Myoproetus sp.

Orbitoproetus orbitatus (BARRANDE, 1846)

Eremiproetus sp. gr. *eremitus* (BARRANDE, 1852)

Phaetonellus sp.

xon handelt. Mangels vorliegender Fundstücke ist für letzteren kein aussagekräftiges Urteil möglich. Selbst das Vorkommen von *Morocops* (subg. Indet.) n. sp. D wäre denkbar. Zu den von BASSE (1998) beschriebenen Phacopiden-Funden siehe bei der Besprechung von *Ch. auspex*. LOTZ nennt weiter *Orbitoproetus orbitatus*, der von BASSE (1996) ebenfalls beschrieben und abgebildet wird und auch Verfasser vorliegt. Die Meldung eines „*Proetus* aff. *crassimargo*“ ist nicht einschätzbar. Weiterhin lässt sich aus den Angaben von LOTZ auf das Vorkommen von *Phaetonellus* sowie *Thysanopeltis speciosa* HAWLE & CORDA, 1847 schließen. *Eremiproetus* wird auch von BASSE (1997) beschrieben, wobei die taxonomische Identität mit *Eremiproetus* aus dem Greifenstein-Kalk der Typlokalität anhand des Fundes nicht eindeutig beurteilbar ist (zur Problematik von *Eremiproetus* im Greifenstein-Kalk der Typlokalität vgl. U. FLICK 2018) und das Taxon darum hier als *Eremiproetus* gr. *eremitus* (BARRANDE, 1852) geführt wird. Bei BASSE (1997) werden außerdem noch *Myoproetus myops* cf. *glaber* (MAURER, 1881) und *Unguliproetus* sp. beschrieben. Ob es sich bei ersterem tatsächlich um das Greifensteiner Taxon handelt, bedarf ebenfalls der Überprüfung, weswegen das Taxon hier vorerst als *Myoproetus* gr. *myops* (BARRANDE, 1846) behandelt wird. BASSE (1998) beschreibt weiterhin *Proetopeltis* (Pr.) *neglecta informis* (MAURER, 1881), *Tropidocoryphe* (Tr.) cf. *con-*



Tafel 5

Trilobiten-Funde leg. Richter, sog. Greifenstein-Kalk, Grenzbereich Unter-/Mitteldevon, (Bad Endbach-)Günterod.

Fig. 1. *Cyphaspis* aff. *barrandei* (HAWLE & CORDA, 1847). Cephalon SMF 97165, teilweise beschalt. a) Dorsalansicht, b) Lateralansicht, c) Frontalansicht.

Fig. 2-3. *Eremiproetus* sp. gr. *eremitus* (BARRANDE, 1852).

Fig. 2. Cranidium SMF 97166, größtenteils beschalt. a) Dorsalansicht, b) Lateralansicht.

Fig. 3. Pygidium SMF 97167, größtenteils beschalt. Dorsalansicht.

Fig. 4. *Harpes* cf. *reticulatus* HAWLE & CORDA, 1847. Cephalon SMF 97168, teilweise beschalt. a) Dorsalansicht, b) Lateralansicht.

Fig. 5. *Kielania* sp. Cephalon in Positiv- und Negativ-Erhaltung SMF 97169. a) Positiv in Dorsalansicht, b) Negativ in fotografischer Umkehr, c) Positiv in Lateralansicht.

Maßstab jeweils 5 mm, alle Objekte geweißt.

sobrina G. ALBERTI, 1967 und *Quadratoproetus maureri* (G. ALBERTI, 1967). Die Identität von ersterem mit der Greifens-teiner *informis* ist anhand des einzigen vorliegenden Pygidiums nicht einwandfrei feststellbar, weswegen das Taxon hier als *Proetopeltis* (*Pr.*) *neglecta* ssp. indet. gehandhabt wird. *Tr.* (*Tr.*) cf. *consobrina* wird nicht abgebildet, von *Qu. maureri* nur das Pygidium, hierbei handelt es sich aber um *Nagaproetus*? aff. *greifensteinensis* (G. ALBERTI, 1967) (zur Problematik der Synonymisierung von *Qu. maureri* mit *N. greifensteinensis* s. U. FLICK 2018). Von letzterem Taxon liegt Verfasser ebenfalls ein Fund vor. Die Pygidia von der Ense zeigen im Gegensatz zu den Funden aus dem Greifenstein-Kalk der Typlokalität eine längere, konisch-geformte Rhachis, weswegen hier vermutlich ein eigenes Taxon vorliegt. *Tr.* cf. *consobrina* und die Cranidia zu *Qu. maureri* werden nicht abgebildet, weswegen diese Bestimmungen nur in dieser Form übernommen werden können. Darüber hinaus liegen Verfasser aus dem sog. Greifenstein-Kalk von Bad Wildungen *Proetopeltis* (*Ignoproetus*) cf. *ignota* (ŠNAJDR, 1980), *Tafilaltaspis*? sp., *Koneprusites* sp. und *Alberticoryphe* aff. *chemazur* ŠNAJDR, 1980 vor. Die von *Pr. (I.)* cf. *ignota* vorhandenen Pygidia stimmen im Wesentlichen mit den von ŠNAJDR (1980) aus dem böhmischen *Acanthopyge*-Kalk beschriebenen Funden überein, zeigen allerdings abweichend eine feine Granulierung der Rhachis. Ob die Bad Wildunger Funde nicht doch ein eigenes Taxon darstellen, wird sich wohl erst mit Kenntnis des Cranidiums entscheiden lassen. *Tafilaltaspis*? sp. wiederum scheint in die Verwandtschaft von *T. ballersbachensis* zu gehören, das einzige vorliegende Cranidium ist jedoch offensichtlich juvenil, weswegen eine sichere Zuordnung nicht möglich ist. Wie für den sog. Greifenstein-Kalk von Günterod werden die Taxa, deren Vorkommen mit ausreichender Sicherheit angenommen werden kann, tabellarisch dargestellt (Tab. 2), wobei *Tr. (Tr.)* cf. *consobrina* und *Qu. maureri* erst mit Vorliegen von entsprechendem Material ausreichend beurteilt werden können.

Die Faunen-Zusammensetzung weist wie bei dem sog. Greifenstein-Kalk von Günterod auf enge Beziehungen ins Tepla-Barrandium hin. Die nachgewiesenen Phacopiden wie auch das Vorkommen von *Koneprusites* weichen deutlich vom Greifenstein-Kalk der Typlokalität ab, weswegen auch beim sog. Greifenstein-Kalk von Bad Wildungen von einem eigenständigen Karbonat auszugehen ist. Einzelne Taxa, die konkret auf Beziehungen zum Greifenstein-Kalk der Typlokalität hinweisen könnten, sind durchwegs überprüfungsbedürftig. Solche Beziehungen sind grundsätzlich möglich, können aber erst mit einer Überprüfung der entsprechenden Taxa ernsthaft beurteilt werden. Zudem liegt für den Greifenstein-Kalk der Typlokalität selbst eine Herkunft im geographischen Umfeld des Tepla-Barrandiums nahe (vgl. U. FLICK 2018), worüber sich ebenfalls Ähnlichkeiten in der Faunenzusammensetzung ergeben können. Da *Myoproetus*, *Unguliproetus*, *Koneprusites*, *Phaetonellus* und vermutlich auch *Eremiproetus* ebenfalls im Ballersbach-Kalk der Typlokalität auftreten (vgl. U. FLICK

Tab. 2: Trilobiten-Taxa des sog. Greifenstein-Kalks, Grenzbereich Emsium/Eifelium, Unter-/Mitteldevon der Ense bei Bad Wildungen/Kellerwald.

Corynexochida KOBAYASHI, 1935

Thysanopeltis speciosa HAWLE & CORDA, 1847

Phacopida SALTER, 1864

Chotecops auspex (CHLUPÁČ, 1971)

?*Chotecops* n. sp. B

Proetida FORTEY & OWENS, 1975

Myoproetus gr. *myops* (BARRANDE, 1846)

Orbitoproetus orbitatus (BARRANDE, 1846)

Unguliproetus sp.

Koneprusites sp.

Proetopeltis (*Proetopeltis*) *neglecta* ssp. indet.

Proetopeltis (*Ignoproetus*) cf. *ignota* (ŠNAJDR, 1980)

Quadratoproetus maureri (G. ALBERTI, 1967), (sensu BASSE 1998)

Tafilaltaspis? sp.

Eremiproetus gr. *eremitus* (BARRANDE, 1852)

Nagaproetus? aff. *greifensteinensis* (G. ALBERTI, 1967)

Phaetonellus sp.

Tropidocoryphe (*Tropidocoryphe*) cf. *consobrina* G. ALBERTI, 1967, (sensu BASSE 1998)

Alberticoryphe aff. *chemazur* ŠNAJDR, 1980

2021a), ist ebenfalls denkbar, dass diese Taxa dahingehende Beziehungen anzeigen. Dies gilt gleichermaßen für das oben erwähnte Beispiel des *Tafilaltaspis*? sp. Aufgrund seines Nachweises in vermeintlichem Günterod-Kalk bei Günterod dürfte insbesondere das Auftreten von *Chotecops auspex* nicht nur auf Beziehungen ins Barrandium, sondern auch konkret zwischen den Karbonaten der Bicken-Ense-Decke hinweisen.

Wie bei Kap. 2, Zu Fundorten und Fundschichten ausgeführt, ist für die sog. Greifenstein-Kalke von Günterod und Bad Wildungen eine Zugehörigkeit zur Bicken-Ense-Decke anzunehmen. Die Ähnlichkeit in der Faunenzusammensetzung mit dem böhmischen Suchomasty- oder *Acanthopyge*-Kalk weist dabei auf einen flacheren Faziesbereich als im Fall der als gleichaltrig anzusehenden Ballersbach- und Günterod-Kalke. Zwar gibt es auch für den Ballersbach- und den Günterod-Kalk Hinweise auf Beziehungen nach Böhmen, doch sind diese weniger stark ausgeprägt bzw. die Datenlage ist noch unzureichend. Trifft darum zu, dass es sich bei den sog. Greifenstein-Kalken um Karbonate der Bicken-Ense-Decke handelt, es sich in diesem Sinne also um eine andere Faziesausbildung des Ballersbach- bzw. Günterod-Kalks handelt, ergibt sich die Frage, welche Faktoren diese stärkeren Beziehungen ins Tepla-Barrandium bedingt haben. Allerdings ist, wie oben erwähnt, auch für die Faunen des Ballersbach- und des Günterod-Kalks der Kenntnisstand noch immer unzureichend, und Verfasser hofft, durch den Fortgang seiner Untersuchungen zu den Trilobiten-Faunen der Karbonate der Bicken-Ense-Decke diese Kenntnislücken zu schließen.

Gerade die Kenntnis zur Trilobiten-Fauna des Günterod-Kalks basiert im wesentlichen auf Funden aus dem 19. Jahrhundert mit ungenügenden, zum Teil sogar zweifelhaften Informationen zu Fundort und Fundschicht. So weisen FRECH (1889) und KAYSER & HOLZAPFEL (1894) bereits auf die Problematik der wohl vorsätzlichen Falschetikettierung von vermeintlichen Funden aus dem Günterod-Kalk von Bicken hin (vgl. auch Ausführungen bei BASSE & MÜLLER 2018). Auch für die hierin aus den Aufsammlungen RICHTERS aus vermeintlichem Günterod-Kalk von Günterod beschriebenen Funde von *Chotecops auspex* (CHLUPÁČ, 1971) und *Chotecops morrisoni* n. sp. stellen sich Fragen bezüglich des exakten Fund-Stratums (vgl. Kap. 2, Zu Fundorten und Fundschichten). In diesem Sinne kommt den hierin sowie bei U. FLICK (2021a) beschriebenen Funden aus dem Günterod-Kalk von Ballersbach ein besonderer Wert zu, da sie sowohl in Bezug auf ihren Fundort wie auch auf ihre Fundschicht klar zuordnenbar sind. Während *Chotecops?* sp. C keine weiteren Aussagen zur Paläobiogeographie zulässt, ist *Chotecops sollei erebus* n. ssp. auch insofern bemerkenswert, da es aktuell das einzige Taxon aus dem Günterod-Kalk darstellt, über das sich ein sicherer und eindeutiger Bezug zum autochthonen Rheinischen Schiefergebirge (Rupbach-Schiefer, Stbr. Gutenacker/Lahn-Gebiet) herstellen lässt. Meldungen von *Timsaloproetus haasi* (G. Alberti, 1971) oder *Proetopeltis (Ignoproetus) waldschmidtii* (NOVÁK, 1890) aus dem autochthonen Rheinischen Schiefergebirge bedürfen der Überprüfung. Zu der von H. ALBERTI (1969) aus dem Blauen Bruch bei Bad Wildungen beschriebenen *Kettneraspis*

ornata bestehen offene Fragen hinsichtlich der Morphologie und der Beziehungen zu Funden aus dem Günterod-Kalk, so dass zum jetzigen Stand eine Herstellung biogeographischer Bezüge über dieses Taxon schwierig ist. Die präzisere Erfassung der Trilobiten-Fauna des Günterod-Kalks wird somit zum Ziel weiterführender Untersuchungen.

Der stratigraphisch das Liegende des Günterod-Kalks bildende Ballersbach-Kalk führt an seiner Typlokalität „In der Bomm“ bei Ballersbach eine reichhaltige Phacopinen-Fauna (vgl. U. FLICK 2021a). Unter Einbeziehung der Übergangsfazies sind an verschiedenen Merkmalen aktuell sechs Taxa unterscheidbar, aufgrund der zumeist fragmentarischen Erhaltung der vorliegenden Funde lässt sich jedoch noch keines dieser Taxa auf einer höheren systematischen Ebene mit ausreichender Sicherheit zuordnen. So ist bis zum Vorliegen weiterer Informationen eine Evaluierung der paläobiogeographischen Signifikanz wie auch der Beziehungen zum Günterod-Kalk im Hangenden nicht möglich.

Danksagung: Das Manuskript wurde von Herrn Prof. Dr. C. Brauckmann/TU Clausthal einer kritischen Durchsicht unterzogen. Herr Dr. K. Weddige/Forschungsinstitut Senckenberg unterstützte seinerzeit tatkräftig die Materialarbeiten in den Beständen Senckenbergs. Weiterhin war Herr S. Morrison/University of Oregon bei der Beschaffung von Literatur behilflich. Das Abstract wurde von Herrn B. Bognar/Friedberg durchgesehen. Den genannten Personen sei für ihre Unterstützung herzlich gedankt.

5 Schriftenverzeichnis

- ALBERTI, G.K.B. (1969): Trilobiten des jüngeren Siluriums sowie des Unter- und Mitteldevons. I. Mit Beiträgen zur Silur-Devon-Stratigraphie einiger Gebiete Marokkos und Oberfrankens. – Abh. senckenberg. naturforsch. Ges., **520**: 1-692, 55 Abb., 8 Tab., 52 Taf.; Frankfurt/M.
- ALBERTI, G.K.B. (1971): *Cornuproetus (Sculptoproetus) haasi* n. sp. (Trilobita, Proetidae) aus dem Devon des Rheinischen Schiefergebirges. – Senck. leth., **52** (4): 371-377, 1 Taf.; Frankfurt/Main.
- ALBERTI, G.K.B. (1981a): Trilobiten des jüngeren Siluriums sowie des Unter- und Mittel-Devons. III. Mit Beiträgen zur Devon-Biostratigraphie (insbesondere nach Nowakiidae) in N-Afrika, Sardinien, Oberfranken und im Harz. – Senck. leth., **62** (1): 1-75, 10 Abb., 8 Taf.; Frankfurt/Main.
- ALBERTI, G.K.B. (1981b): Zur biostratigraphischen Gliederung der Wissenbacher Schiefer (Unter- und Mittel-Devon) des östlichen Rheinischen Schiefergebirges mit Tentaculiten (Dacryoconarida) und Trilobiten. – Mitt. Geol.-Paläont. Inst. Univ. Hamburg, **50**: 77-90, 8 Abb., 3 Taf.; Hamburg.
- ALBERTI, G.K.B. (1983): Trilobiten des jüngeren Siluriums sowie des Unter- und Mittel-Devons. IV. – Senck. leth., **64** (1): 1-87, 10 Abb., 9 Taf.; Frankfurt/Main.
- ALBERTI, H. (1968): Trilobiten (Proetidae, Otariionidae, Phacopidae) aus dem Devon des Harzes und des Rheinischen Schiefergebirges (Beitrag I). – Beih. Geol. Jb., **73**: 1-147, 31 Abb., 8 Tab., 25 Taf.; Hannover.
- ALBERTI, H. (1969): Trilobiten (Harpidae und Odontopleuridae) aus dem Devon des Harzes und des Rheinischen Schiefergebirges (Beitrag II). – Geol. Jb., **87**: 361-382, 5 Abb., 2 Taf.; Hannover.
- BASSE, M. (1996): Trilobiten aus mittlerem Devon des Rhenohercynikums: I. Corynexochida und Proetida (1). – Palaeontographica Abt. A, **239** (4-6): 89-182, 7 Abb., 14 Tab., 15 Taf.; Stuttgart.
- BASSE, M. (1997): Trilobiten aus mittlerem Devon des Rhenohercynikums: II. Proetida (2), Ptychopariida, Phacopida (1). – Palaeontographica Abt. A, **246** (3-6): 53-142, 6 Abb., 2 Tab., 15 Taf.; Stuttgart.
- BASSE, M. (1998): Trilobiten aus mittlerem Devon des Rhenohercynikums: III. Proetida (3), Phacopida (2), Lichida (Lichoidea, Odontopleuroidea) und ergänzende Daten. – Palaeontographica Abt. A, **249** (1-6): 1-162, 16 Abb., 6 Tab., 15 Taf.; Stuttgart.
- BASSE, M. (2006): Eifel-Trilobiten IV. Proetida (3), Phacopida (3). – 305 S., 4 Abb., 4 Tab., 64 Taf.; Wiebelsheim (Quelle & Meyer).
- BASSE, M. (2012): Fossilium Catalogus I: Animalia. Pars 150. Trilobites Africae: Catalogus typorum. – 311 S., 1 Tab.; Weikersheim (Margarit Publishers).

- BASSE, M. & MÜLLER, P. (2016): Trilobiten aus dem Ober-Emsium und frühen Eifelium der südlichen Lahnmulde (Rupbach-Schiefer, Leun-Schiefer und Ballersbach-Kalk). – Abh. senckenberg. naturforsch. Ges., **572**: 1-329, Abb. 1-7, Tab. 1-9, Taf. 1-33; Frankfurt/Main.
- BASSE, M. & MÜLLER, P. (2018): *Phaetonellus* aus dem Devon des Rhenohercynikums (Trilobita, Emsium und Eifelium, rechtsrheinisches Schiefergebirge). – Dortmunder Beitr. zur Landesk., naturwiss. Mitt., **48**: 97-183, 20 Abb., 1 Tab., 5 Taf.; Dortmund.
- CHATTERTON, B.D.E., FORTEY, R., BRETT, K., GIBB, S. & MCKELLAR, R. (2006): Trilobites from the upper Lower to Middle Devonian Timrhannhart Formation, Jbel Gara el Zguilma, southern Morocco. – *Palaeontographica Canadiana*, **25**: 1-177, 1 Abb., 1 Tab., 54 Taf.; Calgary.
- CHLUPÁČ, I. (1971): New phacopid trilobites from the Devonian of Czechoslovakia. – *Čas. Mineral. Geol.*, **16** (3): 255-261, 4 Taf.; Prag.
- CHLUPÁČ, I. (1977): The phacopid trilobites of the Silurian and Devonian of Czechoslovakia. – *Rozpr. Ústř. Úst. Geol.*, **43**: 1-172, 26 Abb., 32 Taf.; Prag.
- CRONIER, C., OUDOT, M., KLUG, C. & DE BAETS, K. (2018): Trilobites from the Red Fauna (latest Emsian, Devonian) of Hamar Laghdad, Morocco and their biodiversity. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* **290** (1-3): 241-276, 11 Abb., 2 Taf.; Stuttgart.
- CRONIER, C., ABBACHE, A., KHALDI, A.Y., OUDOT, M., MAILLET, S. & MEHADI, A.O. (2018): Middle Devonian trilobites of the Saoura Valley, Algeria: insights into their biodiversity and Moroccan affinities. – *Geol. Mag.*, **155** (4): 811-840, 16 Abb.; Cambridge.
- DENCKMANN, A. (1895): Zur Stratigraphie des Oberdevons im Kellwald und in einigen benachbarten Devon-Gebieten. – *Jb. kgl. Preuss. geol. L.-anst. u. Bergakad. für das Jahr 1894*, **15**: 8-65, 1 Taf.; Berlin.
- DIETRICH, H. (1981): Geologische Kartierung im Paläozoikum der SE-Dillmulde unter besonderer Berücksichtigung einiger ausgewählter Detailprofile des Ballersbacher und Günteröder Kalkes (Rheinisches Schiefergebirge). – 110 S., 19 Abb., 5 Tab., 14 Taf., 8 Beil.; Hamburg. – Diplomarbeit Univ. Hamburg. – [unveröff.]
- DIETRICH, H. (1982): Das Devon-Profil vom locus typicus des Ballersbacher Kalkes (Dillmulde, Rheinisches Schiefergebirge). – *Geol. Jb. Hessen*, **110**: 27-35, 2 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- ECKELMANN, K., NESBOR, H.-D., KÖNIGSHOF, P., LINNEMANN, U., HOFMANN, M., LANGE, J.-M. & SAGAWA, A. (2014): Plate interactions of Laurussia and Gondwana during the formation of Pangaea – Constraints from U-Pb LA-SF-ICP-MS detrital zircon ages of Devonian and Early Carboniferous siliciclastics of the Rhenohercynian zone, Central European Variscides. – *Gondwana Research*, **25**: 1484-1500, 8 Abb., 2+19 Tab.; Amsterdam.
- ERBEN, H. K. (1952): Trilobiten aus dem Älteren Hercyn (Unterdevon) des Unterharzes. – *N. Jb. Geol. u. Paläont., Abh.*, **94** (2/3): 150-362, 64 Abb., 5 Tab., 4 Beil., 8 Taf.; Stuttgart.
- FEIST, R., MAHBOUBI, A. & GIRARD, C. (2016): New Late Devonian phacopid trilobites from Marhouma, SW Algerian Sahara. – *Bulletin of Geosciences*, **91** (2): 243-259, 5 Abb.; Prag.
- FLICK, H. (2012): Geologische Karte von Hessen 1:25 000 (GK25), Bl. 5315 Herborn, 2. überarb. Aufl.; Wiesbaden (Hess. L.-Amt Naturschutz, Umwelt und Geologie).
- FLICK, H. (2021): Geologische Karte von Hessen 1:25 000 (GK25), Bl. 5316 Ballersbach, 2. überarb. Aufl.; Wiesbaden (Hess. L.-Amt Naturschutz, Umwelt u. Geol.). – [in Druckvorbereitung]
- FLICK, H. & FLICK, U. (2017): Der Boden unter unseren Füßen – ein erdgeschichtlicher Gang durch die Gemarkung Ballersbach. – *Ballersbacher Blätter*, **2017**: 3-22, 22 Abb.; Ballersbach.
- FLICK, H. & NESBOR, H.-D. (2021a): Lahn-Dill-Gebiet. – In: HLNUG (Hrsg.): *Geologie von Hessen*: 49-77, 14 Abb., 1 Tab.; Stuttgart (Schweizerbart).
- FLICK, H. & NESBOR, H.-D. (2021b): Kellwald. – In: HLNUG (Hrsg.): *Geologie von Hessen*: 77-88, 5 Abb., 1 Tab.; Stuttgart (Schweizerbart).
- FLICK, H. & STRUVE, W. (1984): Beiträge zur Kenntnis der Phacopina (Trilobita), 11: *Chotecops sollei* und *Chotecops ferdinandi* aus devonischen Schiefen des Rheinischen Schiefergebirges. – *Senckenb. leth.*, **65** (1/3): 137-163, 1 Abb., 4 Taf.; Frankfurt/Main.
- FLICK, U. (1999): Die Trilobiten von Greifenstein/Hörre – Ableger einer böhmischen Fauna im Rheinischen Schiefergebirge. – *Jb. nass. Ver. Naturkde.*, **120**: 23-40, 11 Abb., 1 Tab., 2 Taf.; Wiesbaden.
- FLICK, U. (2018): Die Trilobiten-Fauna im Greifenstein-Kalk der Typlokalität (Grenzbereich Emsium/Eifelium) – ein Zwischenbericht. – *Jb. nass. Ver. Naturkde.*, **139**: 133-161, 6 Abb., 2 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
- FLICK, U. (2021a): Die Trilobiten-Fauna im Ballersbach-Kalk (Bicken-Formation) an der Typlokalität (Trilobita; Unter-/Mitteldevon). – *Geol. Jb. Hessen*, **140**: 5-34, 11 Abb., 2 Tab., 3 Taf.; Wiesbaden.
- FLICK, U. (2021b): Die Scutelluidae RICHTER & RICHTER, 1955 (Tril.) des Greifenstein-Kalks an der Typlokalität sowie von Günterod (Grenzbereich Emsium/Eifelium, Unter-/Mitteldevon). – *Geol. Jb. Hessen*, **140**: 47-71, 9 Abb., 5 Taf.; Wiesbaden.
- FRECH, F. (1889): Über das rheinische Unterdevon und die Stellung des „Hercyn“. – *Z. deutsch. geol. Ges.*, **41**: 175-287; Berlin.
- HAAS, W. (1968): Trilobiten aus dem Silur und Devon von Bithynien (NW-Türkei). – *Palaeontographica*, Abt. A, **130** (1-6): 60-207, 61 Abb., 3 Tab., 12 Taf.; Stuttgart.
- HAVLÍČEK, V. & VANĚK, J. (1996): Brachiopods and trilobites in the Chýnice Limestone (Emsian) at Bubovice (Čefinka hillside; Prague Basin). – *Palaeontologia Bohemiae*, **1**: 1-16, 3 Abb., 1 Tab., 4 Taf.; Prag.
- HORN, M., KULICK, J. & MEISCHNER, K.-D. (1973) mit Beitr. von BREN-DOW, V., EHRENBURG, K.-H., HÖLTING, B., KIRCHHEIMER, F., KUTSCHER, F., MEISL, S., RABIEN, A., SCHRICKE, W., SEMMEL, A., THIEL-CKE, G. & WENDLER, R.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1: 25 000, Bl. 4820 Bad Wildungen. – 386 S., 69 Abb., 20 Tab., 2 Taf., 3 Beibl.; Wiesbaden (Hess. L.-Amt Bodenforsch.).
- HUCKRIEDE, H. (1992): Das Barytlager von Günterod in der Dillmulde (Rheinisches Schiefergebirge, Deutschland): eine allochthone Scholle in givetischen Debris-Flow-Sedimenten. – *Geol. Jb. Hes-sen*, **120**: 117-144, 8 Abb.; Wiesbaden.
- KAYSER, E. & HOLZAPFEL, E. (1894): Über die stratigraphischen Beziehungen der böhmischen Stufen F, G, H. Barrande's zum rheinischen Devon. – *Jb. kgl. preuß. geol. Reichsanst. für das Jahr 1893*, **45**: 287-306, 3 Abb.; Berlin.
- KIM, I.-S. (1997): Trilobiten aus dem Greifensteiner Kalk (Grenzbe-reich Unter- und Mitteldevon). – *Palaeontographica*, Abt. A, **245** (1-6): 157-205, 8 Abb., 2 Tab., 12 Taf.; Stuttgart.
- KLUG, C., SCHULZ, H. & DE BAETS, K. (2009): Red Devonian trilobites with green eyes from Morocco and the silicification of the trilobi-te exoskeleton. – *Acta Palaeontologica Polonica*, **54**: 117-123, 4 Abb.; Warschau.
- LOTZ, H. (1901): Pentamerus-„Quarzit“ und Greifensteiner Kalk. – *Jb. kgl. preuß. geol. L.-Anst. für das Jahr 1900*, **21**: 64-80, 3 Abb.; Berlin.
- MCKELLAR, R.C. & CHATTERTON, B.D.E. (2009): Early and Middle De-vonian Phacopidae (Trilobita) of Southern Morocco. – *Palaeonto-graphica Canadiana*, **28**: 1-109, 21 Abb., 2 Tab., 19 Taf.; Calgary.

- NESBOR, H.-D. (2021): Geotektonisch-paläogeographische Entwicklung Mitteleuropas im Paläozoikum. – In: HLNUG (Hrsg.): Geologie von Hessen: 17-33, 7 Abb.; Stuttgart (Schweizerbart).
- NOVÁK, O. (1890): Vergleichende Studien an einigen Trilobiten aus dem Hercyn von Bicken, Wildungen, Greifenstein und Böhmen. – *Palaeont. Abh.*, N.F., **1** (3): 1-46, 8 Abb., 5 Taf.; Jena.
- LOUDON, M., CRONIER, C., NEIGE, P. & HOLLOWAY, D. (2019): Phylogeny of some Devonian trilobites and consequences for the systematics of *Austerops* (Phacopidae). – *Journal of Systematic Palaeontology*, **17** (9): 775-790, 8 Abb.; London.
- PILLET, J. (1972): Les trilobites du Dévonien inférieur et du Dévonien moyen du Sud-Est du Massif armoricain. – *Mém. Soc. Ét. Sc. Anjou*, **1**: 1-307. 152 Abb., 64 Taf.; Angers.
- PRIBYL, A. & VANĚK, J. (1971): Phacopina Struve, 1959 (Trilobita) im böhmischen Silur und Devon. – *Acta Univ. Carol., Geol.*, **1**: 53-68, 1 Abb., 1 Tab., 8 Taf.; Prag.
- SANDFORD, A. C. (2005): Early Devonian phacopid trilobites from Seville, Australia. Phacopidae of Victoria, Part 4. – *Alcheringa*, **29**: 1-28, 7 Abb., 2 Tab.; Sidney.
- SCHRAUT, G. (2000): Eine neue Unterart von *Phacops* (*Phacops*) *sparisinosus* STRUVE 1970 aus dem Mittel-Devon von Marokko. – *Senck. leth.*, **80** (2): 525-535, 8 Abb.; Frankfurt/Main.
- SMEENK, Z. (1983): Devonian trilobites of the southern Cantabrian Mountains (northern Spain) with a systematic description of the Asteropyginae. – *Leidse Geologische Mededelingen*, **52** (2): 383-440, 26 Abb., 35 Taf.; Leiden.
- ŠNAJDR, M. (1980): Bohemian Silurian and Devonian Proetidae (Trilobita). – *Rozpr. Ústř. Úst. Geol.*, **26**: 1-263, 61 Abb., 36 Taf.; Prag.
- STRUVE, W. (1970): Beiträge zur Kenntnis der Phacopina (Trilobita), 7: *Phacops*-Arten aus dem rheinischen Devon. 1. – *Senck. leth.*, **51** (2/3): 133-189, 8 Taf.; Frankfurt/Main.
- STRUVE, W. (1972): Beiträge zur Kenntnis der Phacopina (Trilobita), 8: *Phacops*-Arten aus dem rheinischen Devon. 2. Untergattungs-Zuweisungen. – *Senck. leth.*, **53** (5): 383-403; Frankfurt/Main.
- STRUVE, W. (1982): Beiträge zur Kenntnis der Phacopina (Trilobita), 10: Neue Untersuchungen über *Geesops* (Phacopinae; Unter- und Mittel-Devon). – *Senck. leth.*, **63** (5/6): 473-495, 7 Abb., 3 Taf.; Frankfurt/Main.
- STRUVE, W. (1985): Beiträge zur Kenntnis der Phacopina (Trilobita), 14: Phacopinae aus den Hunsrück-Schiefern (Unter-Devon des Rheinischen Gebirges). – *Senck. Leth.*, **66** (6): 292-432, 42 Abb.; Frankfurt/Main.
- STRUVE, W. (1989): Beiträge zur Kenntnis der Phacopina (Trilobita), 16: *Rabienops evae* aus dem späten Ober-Devon des Rheinischen Gebirges. – *Bull. Soc. belge Géol.*, **98** (3/4): 335-342, 3 Abb.; Brüssel.
- STRUVE, W. (1992): Neues zur Stratigraphie und Fauna des rheno-typen Mittel-Devon. – *Senck. leth.*, **71** (5/6): 503-624, 6 Tab.; Frankfurt/Main.
- STRUVE, W. (1995): Die Riesen-Phacopiden aus dem Maider, SE-marokkanische Prä-Sahara. – *Senck. leth.*, **75** (1/2): 77-129, 43 Abb., 11 Taf.; Frankfurt/Main.
- VANĚK, J. & VALÍČEK, J. (2002): New index of the genera, subgenera, and species of Barrandian trilobites. Part C-D (Silurian-Devonian). – *Palaeontologia Bohemiae*, **VIII** (1): 1-74; Prag.
- VIERSEN, A.P. VAN & HOLLAND, D. (2016): Morphological trends and new species of *Cyphaspis* (Trilobita, Otariioninae) in the Devonian of Morocco, Turkey, Germany and Belgium. – *Geologica Belgica*, **19**: 251-271, 27 Abb.; Lüttich.
- VIERSEN, A.P. VAN, HOLLAND, D. & KOPPKA, J. (2017): The phacopine trilobite genera *Morocops* Basse, 2006 and *Adrisiops* gen. nov. from the Devonian of Morocco. – *Bulletin of Geosciences*, **92** (1): 13-30, 8 Abb.; Prag.
- VIERSEN, A.P. VAN, TAGHORN, P. & MAGREAN, B. (2017): The phacopid trilobites *Austerops* McKellar & Chatterton, 2009, *Hottonops* gen. nov. and *Loreleiops* gen. nov. from the Devonian of the Ardennen-Rhenish Mountains. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **283** (1): 53-68, 6 Abb.; Stuttgart.

BENJAMIN HOMUTH¹

Analyse und Modellierung von Schweremaxima in Hessen

Zusammenfassung

Zwei Schweremaxima wurden bei Ober-Ramstadt und Gladenbach in Hessen analysiert und Modellierungen zu möglichen Quellen durchgeführt. Ziel dieser Arbeiten war es, unter Verwendung der durch das Hessische Landesamt für Bodenmanagement und Geoinformation neu vermessenen hessischen Gravimetriedaten, zusammen mit weiteren geophysikalischen und geologischen Daten, genauere Erkenntnisse zu den Ursachen dieser Schweremaxima zu erlangen. Die neu vermessenen gravimetrischen Daten liefern eine deutlich höher aufgelöste Datenbasis im Vergleich zu früheren Messkampagnen.

Für das Schwerehoch bei Ober-Ramstadt, welches lagemäßig mit der Erdbebenserie der Jahre 2014 und 2015 im Odenwald zusammenfällt, sollten Fragen bezüglich der Tiefenlage der dichteren Gesteine und der Einordnung möglicher Quellen in das Tektonik- und Verwerfungsmuster geklärt werden. Im Falle des gravimetrischen Maximums im Bereich der Geolo-

gischen Karte GK25 Blatt 5217 Gladenbach sollte untersucht werden, ob dieses durch eine Lagerstätte mit Anteilen höherer Gesteinsdichte verursacht sein könnte, oder ob Hinweise auf andere mögliche Ursachen abgeleitet werden können.

Für beide Gebiete wurden die Schweredaten aufbereitet und Attributkarten für eine aussagekräftigere qualitative Interpretation der Daten im Hinblick auf mögliche geologische Quellen erstellt. Analog wurde dies auch für die vorhandenen Magnetikdaten durchgeführt. Neben diesen qualitativen Analyseverfahren kamen ergänzend direkte Verfahren zum Einsatz, um die Tiefenlagen der Anomalien verursachenden Quellen quantitativ abzuschätzen. Darauf aufbauend wurden 3D-Modelle (von einfachen konischen Körpern, über Polygonkörper bis hin zu komplexeren von der Oberflächengeologie beeinflussten Modellen) erstellt, die die gemessene Schwere und Magnetik erklären bzw. Hinweise zu möglichen Erklärungsansätzen liefern sollten.

Abstract

Two gravity maxima were analyzed and modeling was performed on possible sources near Ober-Ramstadt and Gladenbach in the state of Hesse. The aim of this work was to gain more precise insights into the causes of these gravity maxima using newly measured gravimetric data from the Hessisches Landesamt für Bodenmanagement und Geoinformation together with further geophysical and geological data. The newly measured gravimetric data provide a much higher resolution compared to previous measurements.

For the gravity maximum near Ober-Ramstadt, which coincides with the location of the earthquake series of 2014 and 2015 in the Odenwald, questions regarding the depth of the denser rocks and possible sources should be clarified. In the case of the gravimetric maximum in the area of the geological

map GK25 5217 Gladenbach, it should be investigated whether this could be caused by a reservoir with portions of higher rock density, or whether indications of other possible causes can be derived.

For both areas the gravity data were processed and attribute maps were created for a qualitative interpretation of the data with regard to possible geological sources. This was also done for the existing magnetic data. In addition to these qualitative analysis methods, direct methods were used to quantitatively estimate the depths of the anomaly-causing sources. Based on this, 3D models (from simple conical bodies, to polygonal bodies, to more complex models influenced by surface geology) were created to explain the measured gravimetric and magnetic anomalies.

¹ Dr. Benjamin Homuth, Hessisches Landesamt für Naturschutz, Umwelt und Geologie, Rheingastr. 186, D-65203 Wiesbaden, benjamin.homuth@hlnug.hessen.de

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	103
2	Untersuchungsgebiet	105
2.1	Geologie und Tektonik im Bereich des Schweremaximums im Odenwald	105
2.2	Geologie und Tektonik im Bereich des Schweremaximums bei Gladenbach	106
3	Daten und Prozessierung	107
4	Modellierung und Interpretation	111
4.1	Odenwald	111
4.2	Gladenbach	114
5	Schlussfolgerung	118
6	Schriftenverzeichnis	118

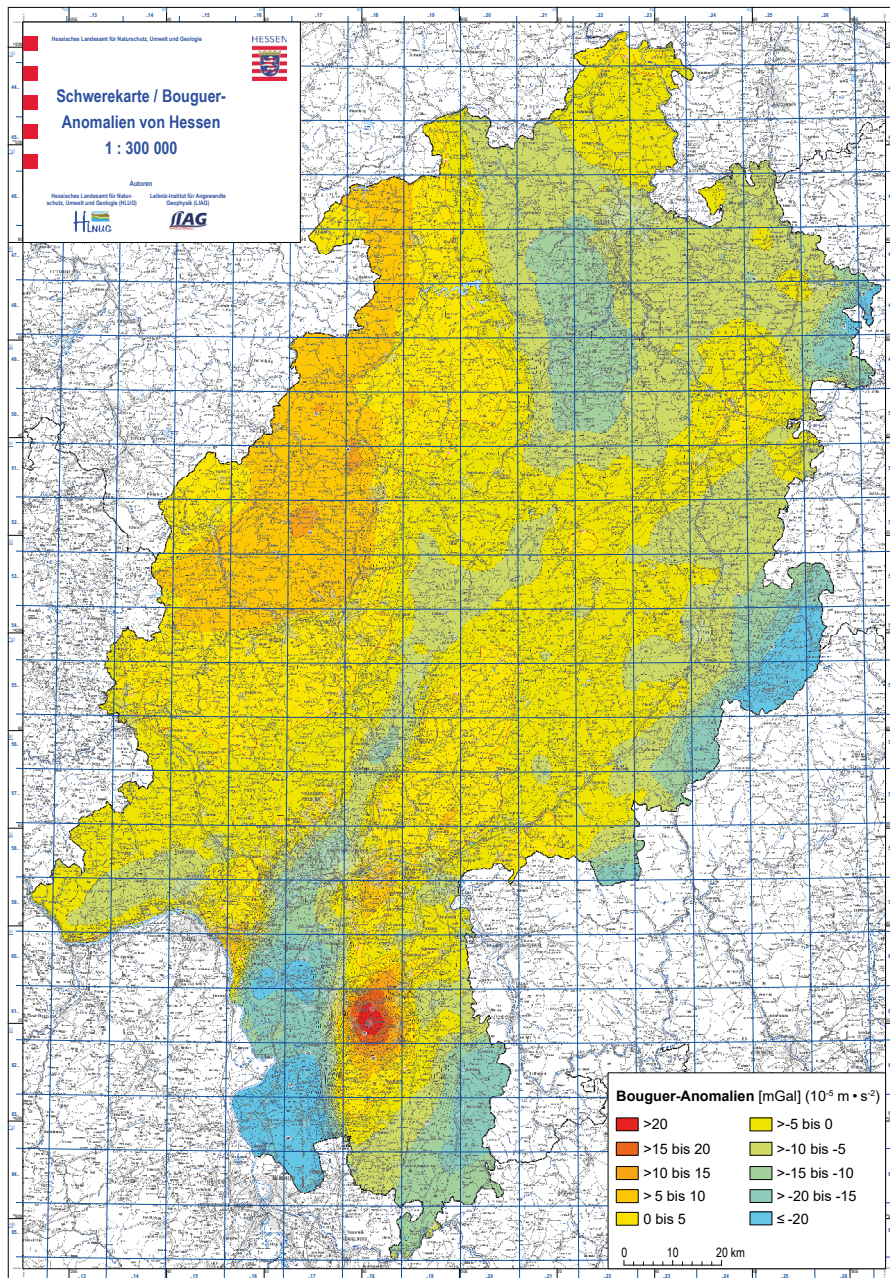


Abb. 1: Schwerekarte/Bouguer-Anomalien von Hessen im Maßstab 1:300 000. Grundlage für diese Karte der hessischen Bouguer-Anomalien ist die vom Leibniz-Institut für Angewandte Geophysik (LIAG, Hannover) hergestellte Schwerekarte für das gesamte Gebiet der Bundesrepublik Deutschland im Maßstab 1:1 000 000.

1 Einleitung

Das Schwerfeld der Erde ist ein Potenzialfeld. Die Hauptursache des Schwerfeldes, die durch das Gravitationsgesetz beschrieben wird, liegt in der Massenanziehung zwischen der Erde und einer beliebigen Masse. Die Schwereanomalien sind Dichteschwankungen des Untergrundes und lassen sich größtenteils geologischen Strukturen zuordnen. Maxima stehen für eine gegenüber dem Normalmodell erhöhte Dichte, Minima dagegen für eine verringerte Dichte. Die Schärfe einer Anomalie gibt einen Hinweis auf die Tiefenlage des betreffenden Massenüberschusses oder Massendefizites. Bei der Erkundung tektonischer oder geologischer Strukturen können Schwerekarten einen wichtigen Beitrag liefern. In den Jahren 2010 bis 2015 führte das Hessische Landesamt für Bodenmanagement und Geoinformation (HLBG) umfangreiche Neumessungen von Schwerewerten durch. Etwa 7 000 Punkte in Hessen wurden neu vermessen, so dass ein mittlerer Messpunktabstand von 1,6 km erreicht werden konnte. Diese Daten bildeten die Grundlage für eine verfeinerte Geoidberechnung mit einer Genauigkeit von 1 cm, die von der TU Darmstadt durchgeführt wurde (BECKER et al. 2016). Aus den validierten Schwere- und Höhenwerten wurden Freiluft-Anomalien und Bouguer-Anomalien berechnet (BECKER et al. 2016). Im Vergleich zu früheren Berechnungen der Bouguer-Anomalien konnte eine deutlich höhere Auflösung/Datenquantität (Anzahl an Messpunkten) erreicht werden. Aufbauend auf diesen neuen Messungen und Berechnungen wurden zwei prägnante Schweremaxima in Hessen genauer untersucht, die bereits in den früheren Darstellungen (Abb. 1) deutlich erkennbar waren. In der neuen Karte der Bouguer-Anomalien können jedoch deutlich feinere Strukturen mit teils neuen Umrissen erkannt werden.

Bei den beiden untersuchten Schweremaxima handelt es sich um das größte Schweremaximum in Hessen im Bereich des Odenwaldes und um ein lokal enger begrenztes Maximum auf Blatt 5217 der Geologischen Karte 1:25 000 bei Gladenbach (Abb. 2).

Für das Schwerehoch bei Ober-Ramstadt, welches lagemäßig mit der Erdbebenserie der Jahre 2014 und 2015 im Odenwald (HOMUTH & RÜMPKER 2017) zusammenfällt, sollten Fragen bezüglich der Tiefenlage der dichteren Gesteine und der Einordnung möglicher Quellen in das Tektonik- und Verwerfungsmuster geklärt werden. Im Falle des gravimetrischen Maximums im Bereich der Geologischen Karte GK 25 Blatt 5217 Gladenbach sollte untersucht werden, ob dieses durch eine Lagerstätte mit Anteilen höherer Gesteinsdichte verursacht sein könnte, oder ob Hinweise auf andere mögliche Ursachen abgeleitet werden können. Die durchgeführten Analysen und Modellierungen wurden in Zusammenarbeit mit der Firma Terrasys Geophysics erarbeitet.

In der neuen Darstellung der Bouguer-Anomalien von Hessen im Maßstab 1:1 000 000 (Abb. 2), welche auf den neuen

Messungen des HLBG beruht, sind neben den beiden genauer untersuchten Schweremaxima weitere Strukturen erkennbar, die größtenteils die geologischen Strukturräume von Hessen widerspiegeln. Auffällig sind hier die großräumigen Schwere-minima im nördlichen Oberrheingraben, entlang der Hessischen Senke und in den Buntsandsteinregionen des Odenwaldes und des Kalireviers in Osthessen. Positive Anomalien gibt es vor allem im kristallinen Bergsträßer Odenwald, im Vogelsberg und im Rheinischen Schiefergebirge.

Neben den Schweredaten wurden ebenfalls die vorhandenen magnetischen Daten in die Auswertung mit einbezogen. Das, an der Erdoberfläche gemessene, Magnetfeld hat verschiedene Quellen. Der Hauptanteil, das Hauptfeld mit 90 %, wird von dem sogenannten Geodynamo-Prozess erzeugt. Magnetisierte Gesteine in der Erdkruste erzeugen das Krustenfeld, welches in Form von lokalen bis regionalen Anomalien dem Hauptfeld überlagert ist. Diese Anomalien werden für Hessen in der Kar-

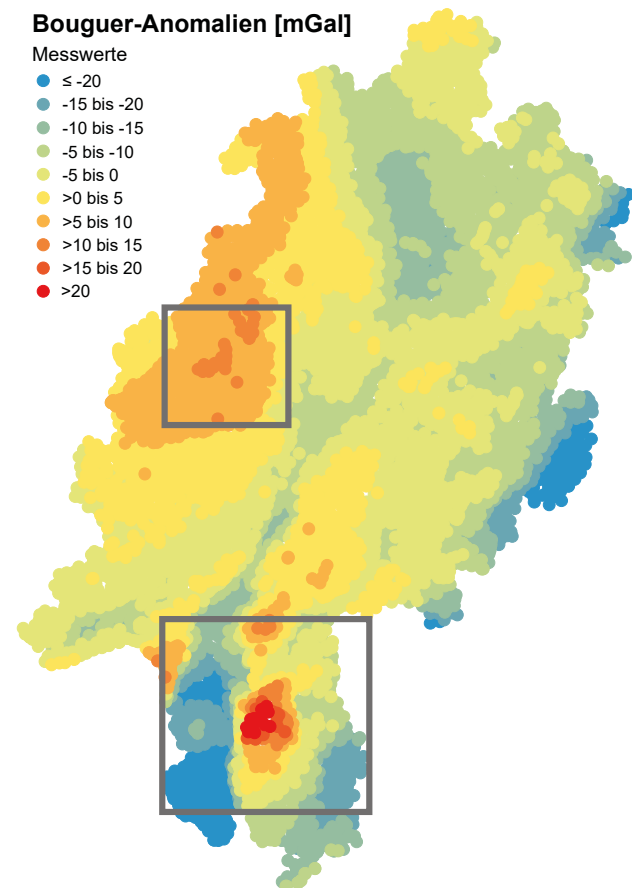


Abb. 2: Schwerekarte/Bouguer-Anomalien von Hessen im Maßstab 1:1 000 000, beruhend auf dem neuen Messdatensatz des HLBG. Dargestellt sind die über 7 000 Einzelmesspunkte. Die grauen Rechtecke stellen die beiden Untersuchungsgebiete dar.

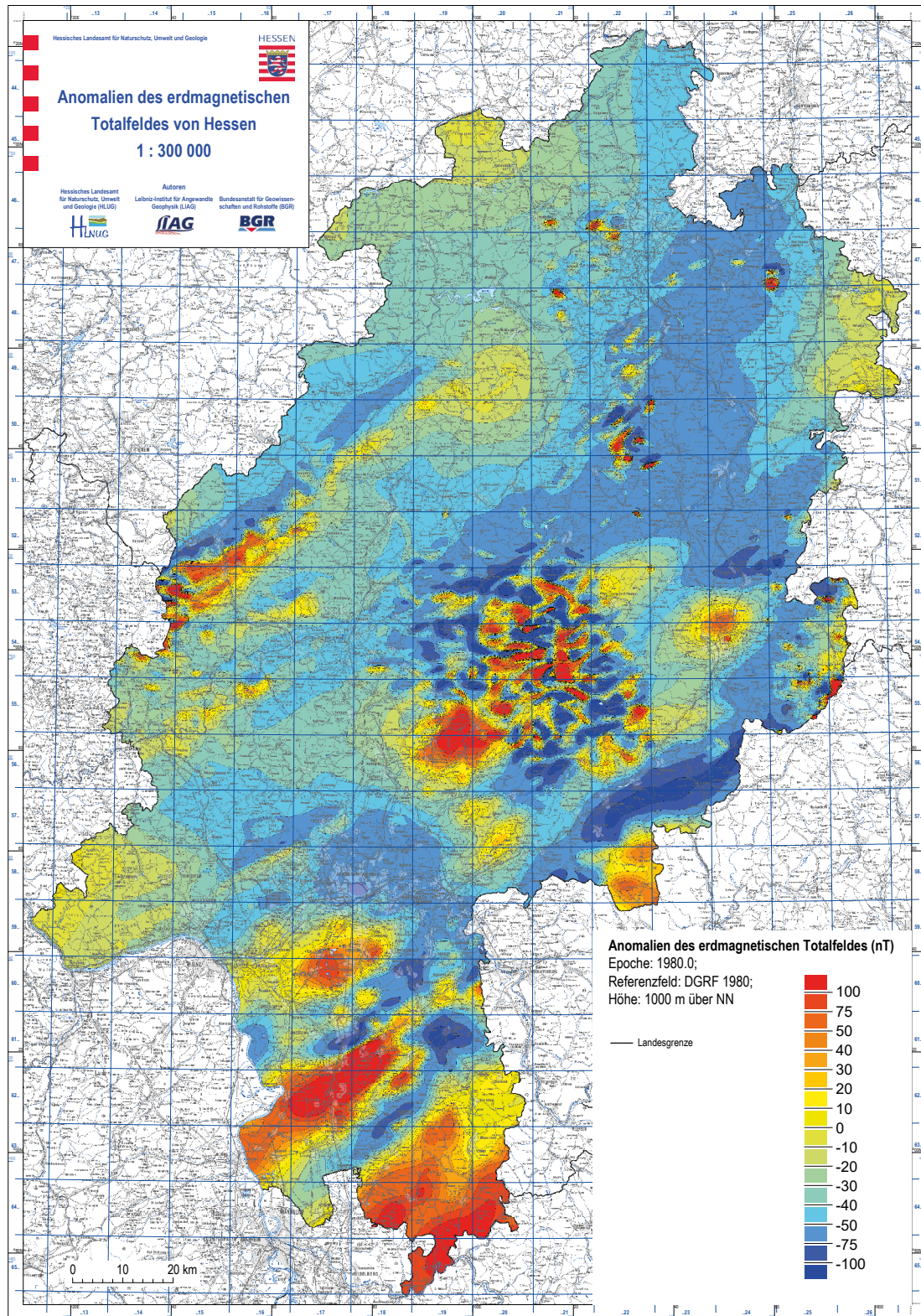


Abb. 3: Karte der Anomalien des erdmagnetischen Totalfeldes in Hessen im Maßstab 1:300 000. Grundlage für diese Karte der hessischen Magnetfeldanomalien ist die vom Leibniz-Institut für Angewandte Geophysik (LIAG, Hannover) gemeinsam mit der Firma Geophysik GGD (Leipzig) hergestellte Karte der magnetischen Totalfeldanomalien für das gesamte Gebiet der Bundesrepublik Deutschland.

te „Anomalien des erdmagnetischen Totalfeldes von Hessen 1:300 000“ dargestellt (Abb. 3). Die Anomalien des erdmagnetischen Totalfeldes von Hessen zeigen für die beiden Untersuchungsregionen unterschiedliche Eigenschaften auf. Während

das Schwererhoch im Odenwald auch in der Karte der Anomalien des erdmagnetischen Totalfeldes von Hessen als eindeutig magnetisch eingestuft werden muss, ist das Schwererhoch bei Gladenbach nicht magnetisch auffällig.

2 Untersuchungsgebiet

2.1 Geologie und Tektonik im Bereich des Schweremaximums im Odenwald

Der Odenwald, welcher an den nördlichen Oberrheingraben grenzt, kann in einen westlichen, kristallinen und einen östlichen, sedimentär (Buntsandstein) geprägten Teil unterteilt werden. Der kristalline, westliche Teil kann weiterhin durch großräumige Strike-Slip-Störungszonen in drei Abschnitte unterteilt werden (Abb. 4). Den westlichsten und gleichzeitig flächenmäßig größten Teil des Kristallinen Odenwaldes bildet der Bergsträßer Odenwald. Dieses Gebiet besteht aus einem komplexen Bau magmatischer Gesteine. Umrahmt werden diese von fünf NE-SW-streichenden, steil stehenden Zügen aus metamorphen Gesteinen, den sogenannten Schieferzügen. Diese nehmen rund 10 % der Fläche des Bergsträßer Odenwaldes ein (STEIN 2001b). Sie bestehen im Wesentlichen aus Amphiboliten, Biotit-Plagioklas-Gneisen und -Schiefern, Quarziten, Hornfelsen, Graphit-Schiefern und -Quarziten (STEIN 2001b). Die Metamorphite wiederum werden von Gabbros, Gabbrodioriten, Dioriten, Granodioriten und Graniten umsäumt. Diese Plutonite bilden größere zusammenhängende Komplexe, wie das aus Gabbros und Dioriten bestehende Frankenstein-Massiv, der Granodiorit des Weschnitz-Plutons oder der Tromm-Granit und der Heidelberger Granit (STEIN 2001a, HLNUG 2017). Der Bereich des Schweremaximums bei Ober-Ramstadt ist Teil des Bergsträßer Odenwaldes, der durch NE-SW streichende Metamorphitzüge charakterisiert ist (STEIN 1996), die dem variszischen Generalstreichen mit Einfallswinkeln zwischen 50° und 80° folgen. Foliationsanalysen an Aufschlüssen in der Nähe der Ortschaft Billings, ca. 9 km von Ober-Ramstadt entfernt, führten zu NE-SW streichenden und steil (50°–70°) nach NW einfallenden Foliationen. Es konnten Aufschiebungen nach SE, Abschiebungen nach NNW, als auch sinistrale Blattverschiebungen festgestellt werden (STEIN 1996). Als maximale gerichtete Zugspannung wurde eine flache nach NE-SW verlaufende Dehnung abgeleitet (STEIN 1996). In den Jahren 2014 und 2015 konnten in der Nähe der Stadt Ober-Ramstadt im Odenwald eine außergewöhnliche Anzahl an Erdbeben (über 300) registriert werden. Bereits im März 2014 traten vereinzelte Erdbeben auf, bis es am 17. Mai 2014 um 16:46 Uhr (UTC) zu dem seit mehr als 20 Jahren stärksten

Erdbeben in Südhessen mit einer lokalen Magnitude von $M_L = 4,2$ in einer Tiefe von 4,3 km kam (HOMUTH 2015, HOMUTH & RÜMPKER 2017). Die Lokationen der Erdbebenherde und des Schweremaximums bei Ober-Ramstadt zeigen einen räumlichen Zusammenhang (siehe Abb. 6), der innerhalb dieser Studie genauer untersucht wurde.

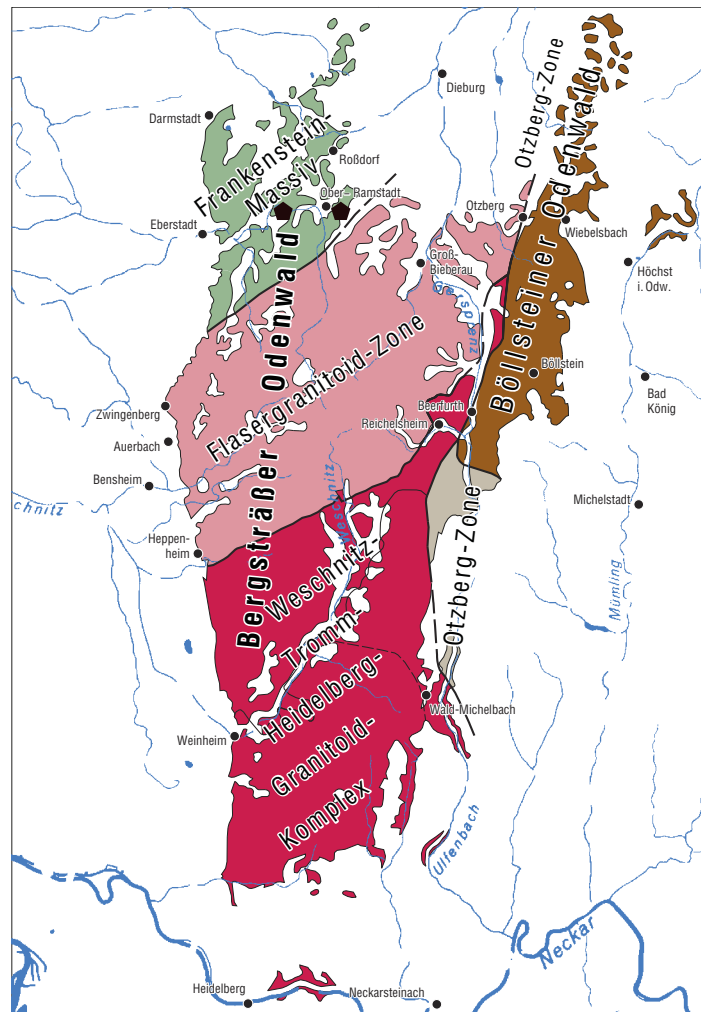


Abb. 4: Geologische Karte des westlichen Odenwaldes. Die schwarzen Polygone geben die Lokationen der beiden Erdbebencluster wieder.

2.2 Geologie und Tektonik im Bereich des Schweremaximums bei Gladenbach

Das Schweremaximum bei Gladenbach ist Teil des Lahn-Dill-Gebietes des Rheinischen Schiefergebirges, in dem großflächig jungpaläozoische Gesteine auftreten (NESBOR 2019). Das Lahn-Dill-Gebiet kann in Lahn-Mulde und Dill-Eder-Mulde aufgeteilt werden, die durch die Hörre-Zone voneinander getrennt werden (Abb. 5). Neben klastischen und karbonatischen Sedimentgesteinen, gelten die in marinem Milieu abgelagerten vulkanischen Gesteinsabfolgen als prägendes Merkmal der Lahn-Mulde und Dill-Eder-Mulde (NESBOR 2004, FLICK & NESBOR 2021). Damit verbunden sind Eisenerzlagerstätten vom Lahn-Dill-Typ. Die Hörre-Zone hingegen weist u. a. oberdevonische bis unterkarbonische Grauwacken, Kalkstein-Turbidite und kieselige Sedimente auf. Es fehlen vulkanische Gesteine (NESBOR 2019).

Während ursprünglich für das Lahn-Dill-Gebiet eine autochthone Schichtenfolge angenommen wurde, hat sich inzwischen eine allochthone Deckenbau-Interpretation durchgesetzt (NESBOR 2019, 2021). Dieser deckentektonische Ansatz konnte durch Liefergebietsanalysen und geochemische Analyseverfahren an vulkanischen Gesteinen bestätigt werden (NESBOR 2019, ECKELMANN et al. 2014).

Da es nur einige Kilometer entfernt vom Schweremaximum bei Gladenbach erbohrte Eisenerzlagerstätten gibt (siehe Abb. 7), sollte innerhalb dieser Studie geklärt werden, ob das Schweremaximum bei Gladenbach durch eine solche oberflächennahe Lagerstätte hervorgerufen werden könnte.

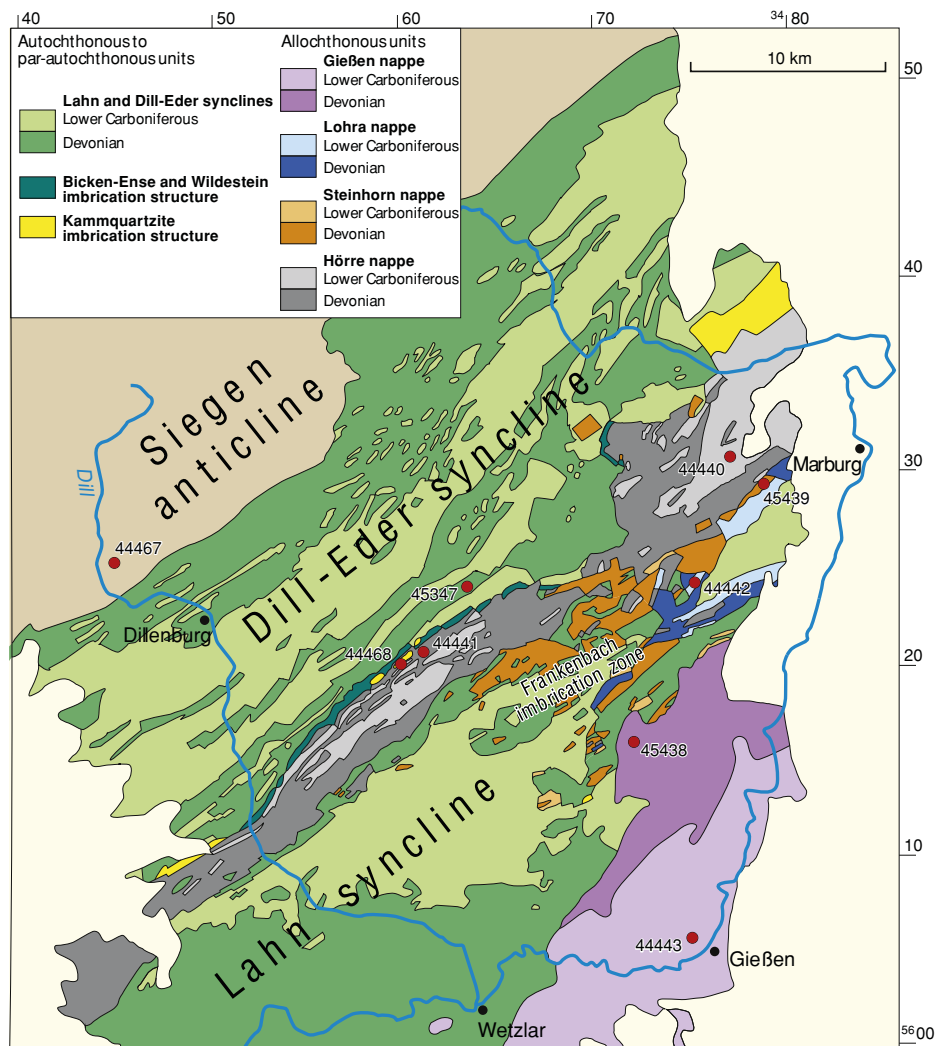


Abb. 5: Geologische Karte des Lahn-Dill-Gebietes (ECKELMANN et al. 2014).

3 Daten und Prozessierung

Neben den gravimetrischen und magnetischen Daten wurden für die Analyse und Modellierung der Schweremaxima in den beiden Untersuchungsregionen weitere geologische und geophysikalische Daten verwendet (Abb. 6 und 7). Diese beinhalteten Schichtenverzeichnisse und Stammdaten von Bohrungen, das Digitale Höhenmodell (DGM1), die Geologische Übersichtskarte 1:300 000 (inklusive Störungen), die Topografische Übersichtskarte 1:200 000 und die Topografischen und Geologischen Karten 1:25 000 sowie den Erdbebenkatalog des Landes Hessens. Des Weiteren konnten für das Untersuchungsgebiet Odenwald Dichtemessungen aus dem Hessen3D-Projekt (ARNDT et al. 2011) verwendet werden.

Die Datenlieferung der gravimetrischen Daten des HLBG beinhalteten alle üblichen Reduktionen (Normalschwere-, Freiluft- und Geländereduktion) sowie die Berechnung der Bouguer-Schwere mit einer Reduktionsdichte von 2670 kg/m^3 . Die Bouguer-Reduktion entfernt topografische Effekte aus dem Schwerfeld, so dass dieses zur Interpretation von verborgenen Strukturen genutzt werden kann. Wenn die verwendete Reduktionsdichte jedoch stark von der tatsächlichen Dichte abweicht, wird die Bouguer-Schwere trotzdem Teile der Topografie widerspiegeln. Der Fehler ist umso größer, je höher einerseits die Abweichung zur realen Dichte ist und andererseits je größer die Variation in den topografischen Höhen ist.

Die vorhandenen Magnetikdaten stellen eine Kompilation von verschiedenen Datensätzen auf einem Gitter in 1000 m Höhe dar. Im ersten Schritt wurde daher eine Polreduktion

durchgeführt, auf welcher die darauf aufbauenden Analyseschritte beruhen. Eine Polreduktion transformiert das Feld so, dass der induzierende magnetische Vektor senkrecht steht. Dadurch liegen Anomalien direkt über den Störkörpern statt verschoben dazu. Allerdings ist eine Polreduktion nur sinnvoll, wenn keine remanente Magnetisierung vorhanden ist. Mangels entsprechender Informationen in den Untersuchungsgebieten wurde davon ausgegangen, dass im Allgemeinen eine geringe Remanenz vorliegt und die Polreduktion deshalb sinnvoll interpretierbar ist. Bei der Analyse der Felder sollte allerdings beachtet werden, dass interpretierte Strukturen durch vorhandene

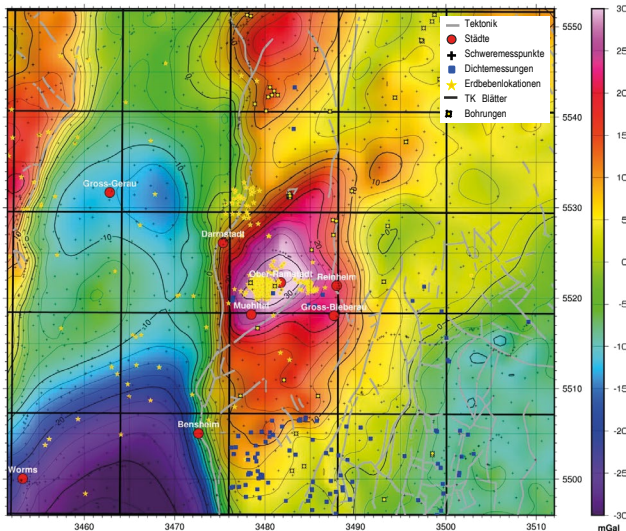


Abb. 6: Bouguer-Schwere mit Reduktionsdichte 2670 kg/m^3 für das Modellgebiet Ober-Ramstadt im Odenwald. Das zentrale Schweremaximum trifft mit einer Häufung von Erdbebenlokationen zusammen. Im Westen wird das Maximum vom Oberrheingraben begrenzt. Dichtemesspunkte, Bohrlokalationen, Schweremesspunkte und bekannte Verwerfungen sind entsprechend der Legende gekennzeichnet.

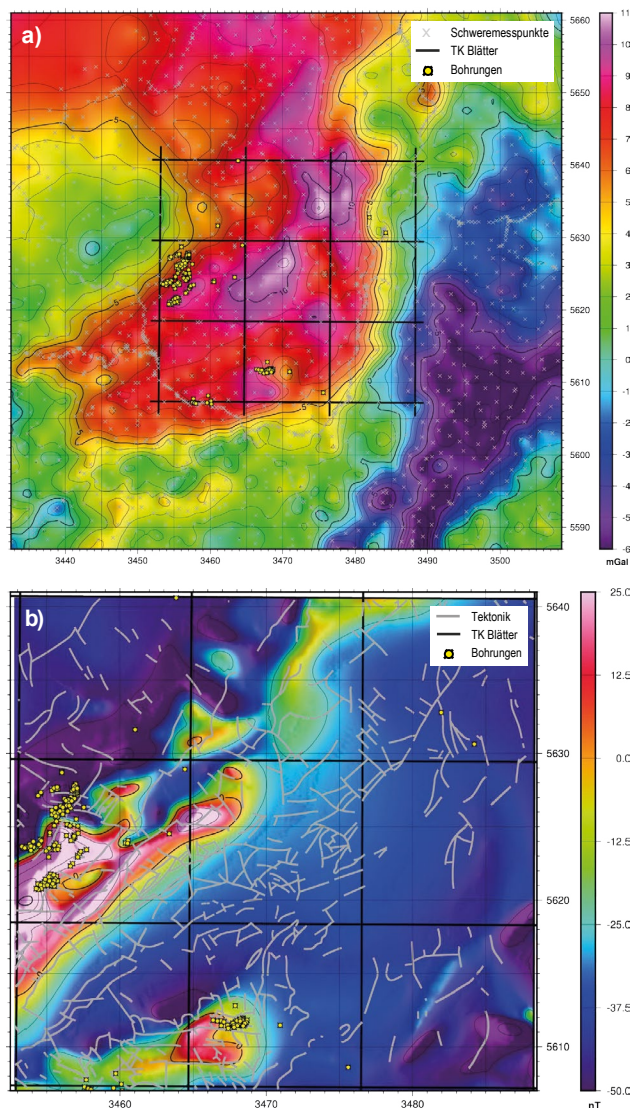


Abb. 7: a) Bouguer-Schwere mit Reduktionsdichte 2670 kg/m^3 und b) Karte der totalen magnetischen Intensität für das Modellgebiet Gladenbach. Bohrungen und bekannte Verwerfungen sind entsprechend der Legende eingezeichnet.

Remanenz beeinflusst sein könnten (BECKER et al. 2019).

Sowohl für den gravimetrischen, als auch den magnetischen Datensatz wurden folgende Analyseschritte durchgeführt: Filterungen (Tief- und Hochpass), Feldtransformationen, Krümmungen, RGB-Analysen, Vergleich mit der Oberflächengeologie und Tiefenabschätzung.

Tief- und Hochpassfilterungen sind üblicherweise bei der Analyse der Attribute des Schwerfelds der erste Analyseschritt. Aus den Hochpassfilterungen lässt sich abschätzen, ab welcher Wellenlänge geologisch interessante Signale enthalten sind. Die hochfrequenten Anteile stammen aus geringen Tiefen und sind häufig in der Bouguer-Schwere selbst nicht gut zu erkennen, weil sie von größeren Effekten überlagert sind. Tieffrequente Signale können sowohl von großräumigen oberflächennahen Strukturen ausgelöst werden, wie auch von kompakteren tieferen (BECKER et al. 2019). Geologische Model-

le oder Wissen aus anderen geophysikalischen Vermessungen bieten hier eine Interpretationshilfe.

Feldtransformationen kombinieren verschiedene Ableitungen der Bouguer-Schwere. Dadurch sprechen sie auf hochfrequente Anteile des Feldes an, während langwellige Signale von geringer Bedeutung sind. Somit lassen sich in vielen Feldtransformationen Störungszonen und oberflächennahe laterale Dichtekontraste sehr gut kartieren. Ähnlich wie die Feldtransformationen kombinieren die Krümmungsfelder verschiedene Ableitungen der Bouguer-Schwere. Sie sind jedoch etwas anders zu interpretieren, da hier die Krümmung des Potentials der Bouguer-Schwere analysiert wird. Da etliche Krümmungsgrößen definiert sind, werden aus dieser Vielzahl im Allgemeinen nur die größte und die kleinste verwendet (BECKER et al. 2019).

Neben Filtern, Feldtransformationen und Krümmungen gibt

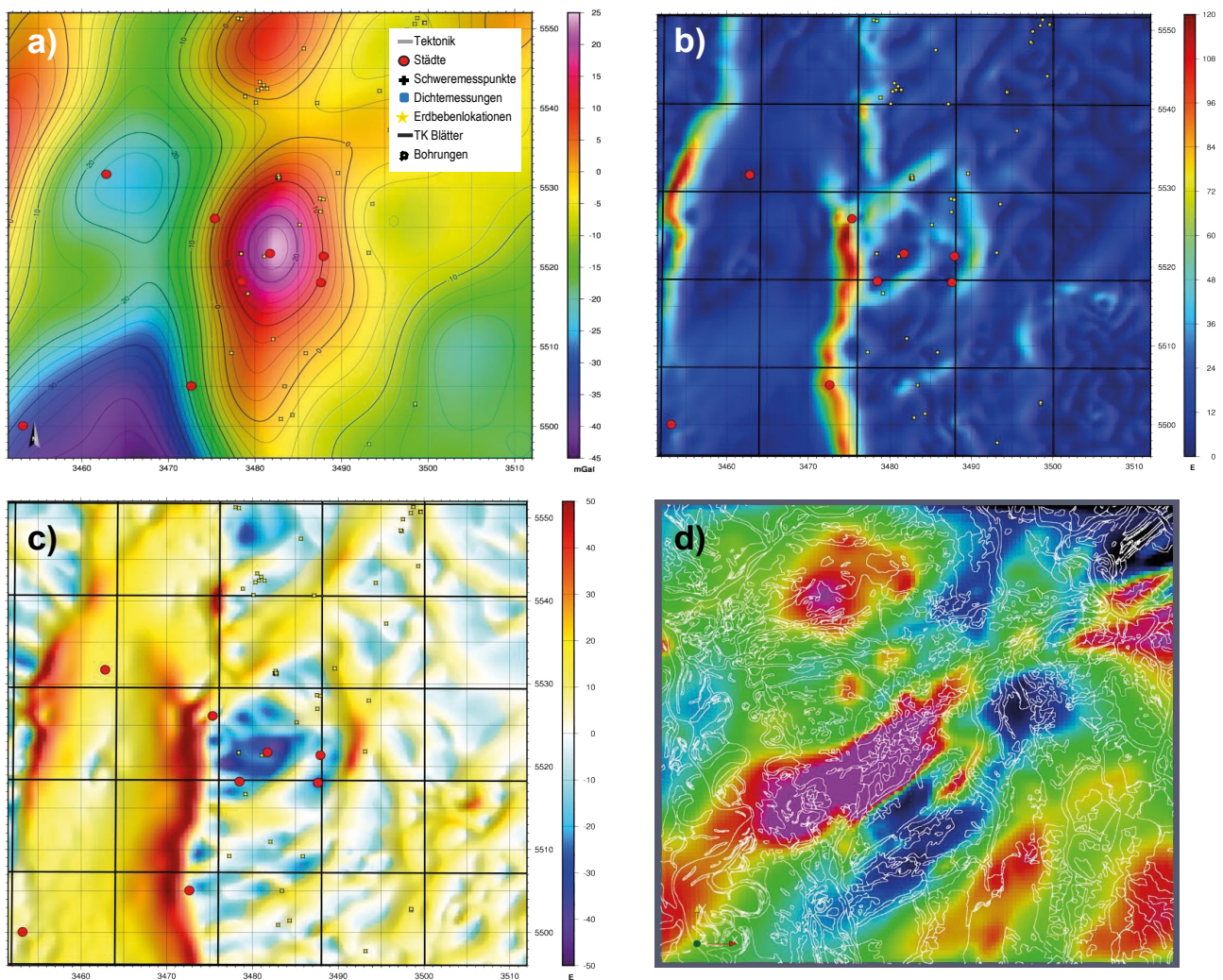


Abb. 8: a) 15 km Tiefpass-Wellenzahlfilterung der Bouguer-Schwere; b) Horizontalgradientenmagnitude der Bouguer-Schwere; c) Maximale Krümmung des Schwere-Potentials, welche generell Störungen hervorhebt; d) Polreduziertes Magnetfeld im 3D-Modell, zusammen mit den Umrissen der geologischen Karte im Modellgebiet Odenwald.

es noch Visualisierungen, die keiner dieser Kategorien zuzuordnen sind. Hilfreich kann z. B. eine kombinierte Darstellung von drei Feldern mit Hilfe der drei Farbfelder Rot-Grün-Blau sein. Physikalisch sinnvoll ist die Kombination eines Feldes mit seiner ersten und zweiten vertikalen Ableitung. Weiße Bereiche sind dann Bereiche, in denen sowohl das Ausgangsfeld als auch seine vertikalen Ableitungen Maxima besitzen. Umgekehrt sind dunkle Bereiche in allen drei Feldern durch Minima gekennzeichnet. Somit verdeutlicht eine solche RGB-Analyse sowohl die großräumigeren Strukturen als auch die sehr hochfrequenten Anteile der zweiten vertikalen Ableitung (BECKER et al. 2019).

Beispiele dieser Analysen für beide Untersuchungsgebiete können den Abb. 8 und 9 entnommen werden.

Eine gemeinsame Darstellung der Bouguer-Schwere zusammen mit den Umrissen aus der geologischen Karte ist

interessant, um mögliche Korrelationen zu erkennen. Großräumige tiefere Strukturen können mit den an der Oberfläche sichtbaren Einheiten in Zusammenhang stehen und Anteil an der Schwerewirkung haben.

Eine einfache, aber unsichere Abschätzung der Quelltiefe erhält man durch die Entfernungsmessung von Isolinien in der Karte des Tilt Derivative des vertikalen Schwereregradienten. Das Powerspektrum der Bouguer-Karte kann als Hinweis auf Quelltiefen verstanden werden; dies ist jedoch mit äußerster Vorsicht zu verwenden, da verschiedene Skalierungsfaktoren angewendet werden müssten (MAUS & DIMRI 1996). Ein weiteres Beispiel für die Tiefenabschätzung ist die Bestimmung der Richtung des größten Gradienten aus Schwereregradienten. Dazu werden die Eigenvektoren mit dem größten zugehörigen Eigenwert verwendet. In der Tiefe, in der die Vektoren die geringste Entfernung zueinander haben, sollte das Mas-

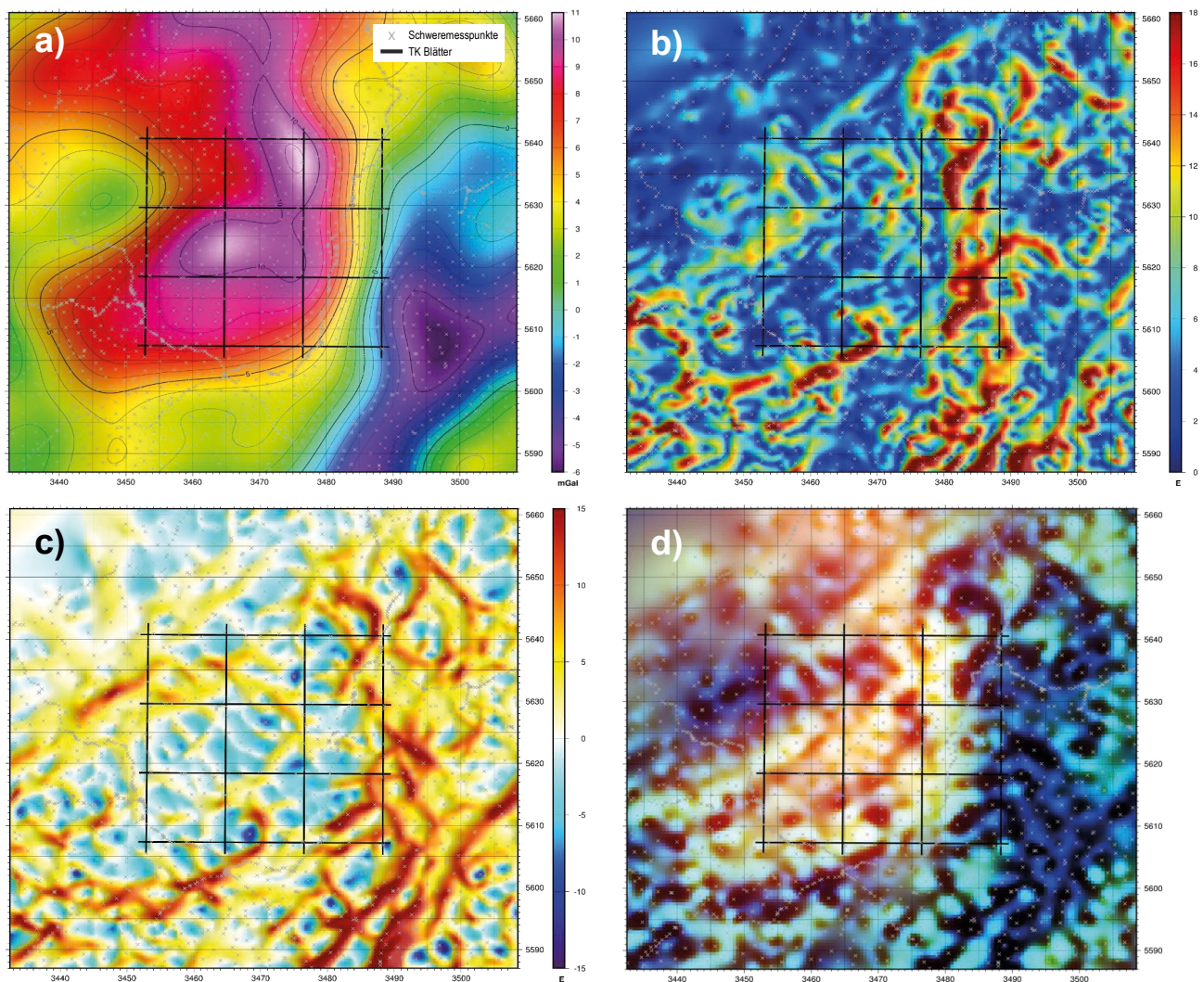


Abb. 9: a) 15 km Tiefpass-Wellenzahlfilterung der Bouguer-Schwere; b) Horizontalgradientenmagnitude der Bouguer-Schwere; c) Maximale Krümmung des Schwere-Potenzials; d) RGB-Analyse der Bouguer-Schwere und ihrer ersten und zweiten vertikalen Ableitungen im Modellgebiet Gladenbach.

senzentrum des Störkörpers liegen (BECKER et al. 2019). Diese genannten Verfahren zur Tiefenabschätzung wurden auf die Schweredaten angewendet.

Für die beiden Untersuchungsregionen können aus diesen Analyseverfahren folgende Rückschlüsse getroffen werden:

Für die Region Odenwald ist in den Tiefpassfilterungen insbesondere das Schweremaximum bei Ober-Ramstadt gut zu erkennen (Abb. 8a). Südwestlich davon befindet sich ein Schwereminimum im nördlichen Oberrheingraben. Neben dem Graben als wichtige Struktur von geringerer Dichte fällt auf, dass auch die südöstliche Ecke eine geringere Schwere aufweist und sich somit vom zentralen Maximum und seinen Ausläufern nach Norden und NE abgrenzt. Dies ist ein Bereich, in dem ebenfalls in Laboruntersuchungen an Gesteinspräparaten geringere Oberflächendichten beobachtet worden sind (ARNDT et al. 2011). In den Hochpassfilterungen fällt besonders die Kante zum Oberrheingraben auf, aber auch die nördliche Begrenzung des Schweremaximums als von SW nach NE verlaufendes Lineament. Die Strukturen, welche in den Hochpassfilterungen sichtbar wurden, können auch in den Feldtransformationen verfolgt werden. An manchen Stellen ergibt sich jedoch ein differenzierteres Bild und/oder können andere Muster erkannt werden. Besonders prominent in den Feldtransformationen sind die Kanten des Oberrheingrabens (Abb. 8b). Auch die nördliche Kante des Schweremaximums, in einigen Transformationen auch die östliche, sind deutlich sichtbar. Außerdem kann man eine bekannte Störung östlich von Mühlthal und Ober-Ramstadt verfolgen. Die südliche Begrenzung des Schweremaximums ist aus den Transformationen nicht deutlich ablesbar. Möglicherweise gibt es hier einen Übergangsbereich mit graduelltem Dichteverlauf. Im Wesentlichen sind in den Krümmungen (Abb. 8c) die gleichen Strukturen erkennbar wie auch schon in den Feldtransformationen. Vergleicht man die Umrisse der geologischen Karte mit den Umrissen der Bouguer-Schwere, so zeigt sich eine gute Korrelation mit dem zentralen Maximum und seinem Verlauf.

Zwischen Schwere und Magnetik gibt es einige Korrelationen, jedoch besitzt das zentrale Maximum in der Schwere eine deutlich andere Form als in der Magnetik. Während es in der Schwere als ein Hoch mit dem Maximum bei Ober-Ramstadt erscheint, sind in der Magnetik zwei nebeneinanderstehende Hochs mit Zentren westlich des Schweremaximums zu erkennen (Abb. 8d).

Aus den Analysen lässt sich für das Schweremaximum im Odenwald schließen, dass die Quelle für das Schwerehoch wahrscheinlich nicht aus einem magnetisch homogenen Material besteht, da sonst die Signatur in der Magnetik ähnlich der in der Schwere sein müsste. Jedoch können tektonische Prozesse die magnetischen Eigenschaften verändern, während die Dichteverteilung kaum verändert wird. Somit könnte ein Ausgangskörper mit vergleichbarer magnetischer Signatur existiert haben. Außerdem rufen oberflächennähere Bereiche, relativ zu tieferen, stärkere magnetische Signale hervor als in

der Schwere, weil das Magnetfeld mit der kubischen Distanz abfällt und das Schwerefeld nur mit der quadratischen. Aufgrund dieser unterschiedlichen Tiefenwirkung sind sich die Formen einer magnetischen und der zugehörigen gravimetrischen Anomalie meistens nur ähnlich, auch wenn Dichte- und Suszeptibilitätsverteilung vergleichbar sind. Es wäre daher denkbar, dass das Material, welches die Anomalien hervorruft, an den magnetischen Hochs sehr oberflächennah liegt, aber beim Schwerehoch die größte Mächtigkeit besitzt. Da die Unterschiede in der Form der Anomalien jedoch so groß sind, ist es wahrscheinlicher, dass es sich um einen dichten Körper mit inhomogenen magnetischen Eigenschaften handelt.

In den Tiefpassfilterungen für das Schweremaximum bei Gladenbach ist das großräumigere Schwerehoch sehr deutlich erkennbar (Abb. 9a). Mit größeren Filterwellenlängen, werden Spitzen innerhalb dieses Hochs durch die Glättung entfernt. In den Hochpassfilterungen fallen die Ränder des großräumigen Schwerehochs auf. Das Maximum bei Gladenbach wird gegenüber anderen Strukturen nicht hervorgehoben. Besonders prominent in den Feldtransformationen (Abb. 9b) und Krümmungen (Abb. 9c) ist die östliche und südliche Kante des großräumigen Schwerehochs. Im Vergleich mit der geologischen Karte erkennt man, dass die nordwestliche Kante des großräumigen Schwerehochs relativ gut mit der Grenze unteres Karbon zu Devon innerhalb der Dill-Eder-Mulde korreliert. Weitere Korrelationen des Schwerehochs mit der Hörre- und Frankensbach-Decke lassen sich erahnen. Auch im erweiterten Gebiet korreliert die Schwere relativ gut mit den großräumigen geologischen Einheiten. Das Schwerehoch bei Gladenbach kann allerdings nur unzureichend durch kleinräumigere geologische Strukturen an der Oberfläche erklärt werden. Es wird deutlich, dass die höchsten Schwerewerte mit der Hörre-Decke im Zentrum sowie mit Basalten aus dem Unterkarbon korrelieren. Basalte aus dem Mittel- bis Oberdevon dagegen korrelieren nicht mit hohen Schwerewerten. Möglicherweise haben diese eine sehr viel geringere Mächtigkeit.

Die Analyse der Schwere- und Magnetikdaten zeigt sehr unterschiedliche Eigenschaften. Wo in der Schwerekarte ein großräumiges Maximum zu erkennen ist, scheint die Magnetik unauffällig zu sein. Nur der Nord-West- und der Süd- rand sind von magnetischen Hochs geprägt. Das großräumige Schwerehoch besitzt im zentralen Analysebereich einen Gipfel, welcher sich in den kurzwelligen Attributen nur schwer bis gar nicht abzeichnet. In der magnetischen Analyse ist an der Stelle des Schwerehochs Gladenbach keine gesonderte Struktur zu finden. Stattdessen zeigt sich der innere Bereich magnetisch besonders unauffällig mit nur schwach angedeuteten, gekrümmten SW-NE-Signaturen. Zu beachten ist, dass sich durch den Punktabstand der Schweredaten (im Mittel 1,6 km) viele feinere Strukturen, die in den Magnetikdaten (100 m-Gitter) noch erkennbar sind, in den Schwerekarten nicht abzeichnen können. Es fällt auf, dass das großräumige Schwerehoch die magnetischen Hochs sowie einen großen Teil des

magnetisch unauffälligen Bereichs umfasst. Dabei ist die östliche Kante des Schwerhochs deutlich ausgeprägt, während in der Magnetik an dieser Stelle keine klare Abgrenzung zu finden ist (siehe Abb. 7). Da das zentrale Schweremaximum bei Gladenbach keine Entsprechung in der Magnetik findet und es auch in den Schwereattributen nur schwierig zu verfolgen ist, handelt es sich möglicherweise um eine erhöhte Mächtigkeit des großräumigen Störkörpers. Da das Schweremaximum mit

einem Teil des magnetischen Hochs übereinstimmt, könnte dies mit dem Einfallen geologischer Schichten zusammenhängen, da verschobene Maxima in Schwere und Magnetik ein Indikator dafür sein können. Daher könnte es sich möglicherweise um einen Körper handeln, dessen tieferer Abschnitt südöstlicher liegt als sein flacherer Teil. Da das Schweremaximum jedoch symmetrisch erscheint, müsste dieser Körper in südöstlicher Richtung begrenzt sein.

4 Modellierung und Interpretation

4.1 Odenwald

Das Basismodell, auf welchem alle weiteren Modelle aufbauen, besteht aus den Modellhorizonten des Hessen3D-Modells (ARNDT et al. 2011). Abgesehen vom Prä-Perm wurden die Horizonte mit hohem Einfluss auf die Schwere mit einer lateralen Dichteverteilung versehen. Damit sollten regionale Dichteveränderungen modelliert werden. Auch vertikale Dichtegradienten wurden für die meisten Horizonte vorgesehen, Ausnahmen waren hier das Prä-Perm und der Zechstein. In der Inversion wurde außerdem ein regionales Schwerfeld berechnet, welches als linear angenommen wurde und dazu diente, Effekte von außerhalb des Modells nachzubilden.

Die Topografie hat einen großen Einfluss auf die berechnete Schwere. Da das Modell aus Prismen aufgebaut ist, die die Topografie annähern, können an den Kanten Artefakte in der Schwereberechnung auftreten. Daher wird der Modelleffekt nicht direkt auf den Prismen, sondern in ausreichender Entfernung berechnet. Diese Entfernung hängt einerseits von der Variation in der Topografie und andererseits von der Breite und Tiefe der Prismen ab. Da die Beobachtungsdaten im Mittel über 1,6 km auseinanderliegen und keine zu detaillierten Modellinformationen vorhanden waren, wurde eine Gitterweite der Prismen von 500 m gewählt.

Die in Abb. 10 dargestellten Modelle basieren auf dem Basis-Schichtmodell als grundlegende Geometrie. Die Dichten der Schichten konnten jeweils angepasst werden, für das Quartär und Tertiär sowie das Rotliegend wurde der Inversion eine laterale Dichteveränderung mit 5 x 5 Stützstellen erlaubt. Quartär und Tertiär, Buntsandstein und Rotliegend erhielten außerdem einen vertikalen Dichtegradienten, der mögliche Effekte der Kompaktion nachbilden sollte. Abgesehen von den Schichtdichten durfte die Inversion stets einen linearen Trend als Regionalfeld anpassen. Dieses diente dazu, Schwereeffekte von außerhalb des Modells herauszurechnen.

Das erste und einfachste Modell (Abb. 10a) enthält außer den oben genannten Variablen einen einzigen Körper (konischer Trochoiden-Turm), dessen Form durch drei Polygone vorgegeben wird. Ihre Mittelpunkte haben die gleichen lateralen Koordinaten, so dass sich eine Art Turm ergibt. Durch

seine rundliche Form könnte der Trochoiden-Turm zum Beispiel eine intrusionsartige Struktur nachbilden. Aus dem Modell mit dem konischen Trochoiden-Turm kann abgeleitet werden, dass ein großes Volumen erhöhter Dichte benötigt wird, um das Schweremaximum zu erklären. Eine Mächtigkeit von 10 km ist vorstellbar. Mit einem mittleren Residuum von 2,31 mGal kann dieses Modell die gemessene Schwere jedoch am schlechtesten wiedergeben.

Darauf aufbauend wurden weitere Modelle gerechnet, die das Schweremaximum mit je drei sich überlagernden Körpern nachbilden. Die Körper erhielten Differenzdichten, die jeweils zu der Dichte des Prä-Perm-Horizontes hinzuaddiert wurden. Dort, wo sich die Körper überlagerten, wurden beide (oder alle drei) Differenzdichten zu der Prä-Perm-Dichte addiert. Bei den berechneten Körpern handelte es sich um drei konische Trochoiden (Abb. 10b), drei viereckige Polygonkörper (Abb. 10c) und drei Lineament-basierte Polygonkörper (Abb. 10d). Bei allen drei Modellen lag das mittlere Residuum im Bereich von 1,74–2,37 mGal.

Im Anschluss wurde getestet, wie ein aus zwei Schichten aufgespannter Körper aussehen müsste, der die Schwere sehr gut erklären kann. Die so erhaltene Geometrie spiegelt zwar direkt die Schwere wider, jedoch lassen sich in ihr interessante Bereiche finden, die in der Schwerekarte durch die große Amplitude des Maximums verborgen sind. In diesem Modell gibt es neben dem Basis-Schichtmodell einen Körper, dessen Geometrie sich aus einer sehr flachen Linse in 2 km Tiefe aufspannt. Dafür wurden an der Ober- und Unterkante Ankerpunkte platziert, die diese Flächen während der Inversion mit sich ziehen. Invertierbar sind in diesem Modell neben den Schichtdichten des Basismodells und dem Regionaltrend, die Lage der oben beschriebenen Ankerpunkte und die Dichte des so aufgespannten Körpers. Mit diesem Modell konnte ein mittleres Residuum von 0,77 mGal erreicht werden.

Da dieses Modell jedoch nur schwer mit den vorliegenden geologischen Informationen in Einklang zu bringen ist, wurden zum Schluss aus der Oberflächengeologie digitalisierte Körperrumrisse verwendet, um das Schwerhoch mit entspre-

chenden Körpern nachzubilden. In der Oberflächengeologie fehlende Körper, deren Oberkante eventuell in geringer Tiefe, jedoch nicht an der Oberfläche liegen, wurden dabei durch eine invertierbare Schicht angepasst. Bei der Interpretation soll diese Schicht an den Stellen, an denen sie verformt worden ist, darauf aufmerksam machen, dass hier wichtige Dichtekontraste fehlen. Dieses Modell wurde einmal mit vertikalen Körperflanken durchgeführt und einmal mit der zusätzlichen Möglichkeit, die Körperunterkanten auch seitwärts zu verschieben und damit verkippte Körper zu modellieren (Abb. 11).

Zusätzlich wurde unter das Top Prä-Perm eine zusätzliche Schicht mit invertierbarer Basis gelegt (Abb. 12), die einen Großteil der Schwere im Modellgebiet nachbilden kann und somit Hinweise auf eine tiefliegende Struktur liefert.

Zusammen mit den verkippten oberflächennahen Körpern ergibt sich eine aus diesem Modell berechnete Schwerewirkung, die in Abb. 13 a dargestellt ist. Aus dem Modell mit den verkippten, aus der Oberflächengeologie abgeleiteten Körpern, kann abgeleitet werden, dass diese allein nicht ausreichen, um das Schweremaximum vollumfänglich zu erklären. Es bleibt ein

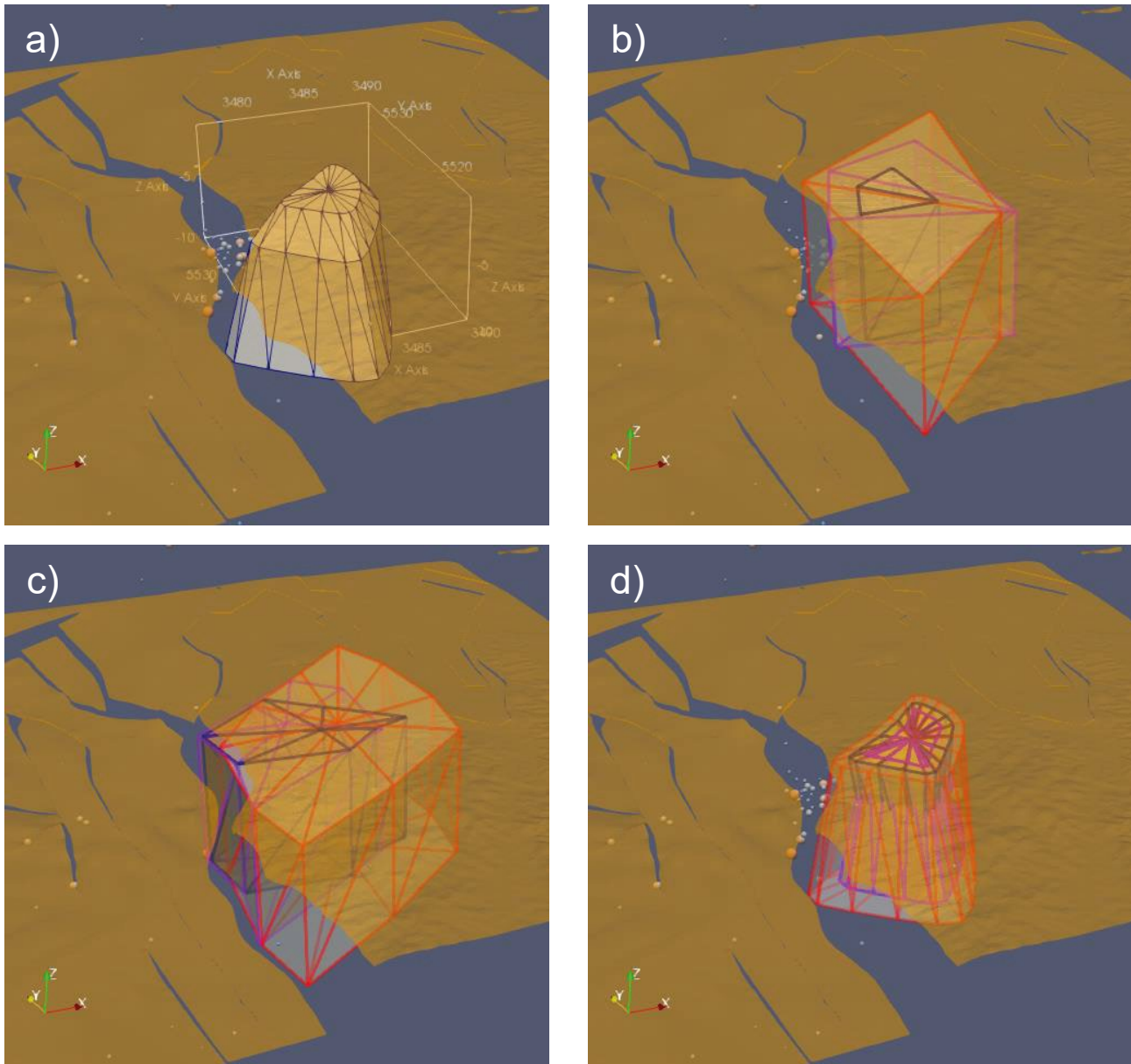


Abb. 10: Modell für das Modellgebiet Odenwald bestehend aus Basismodell und **a)** konischem Trochoiden-Turm; **b)** drei konische Trochoiden; **c)** drei viereckige Polygonkörper; **d)** drei Lineament-basierte Polygonkörper. In allen Darstellungen sind die Hypozentren der Erdbeben nach Hessischem Erdbebenkatalog und das Top Prä-Perm dargestellt.

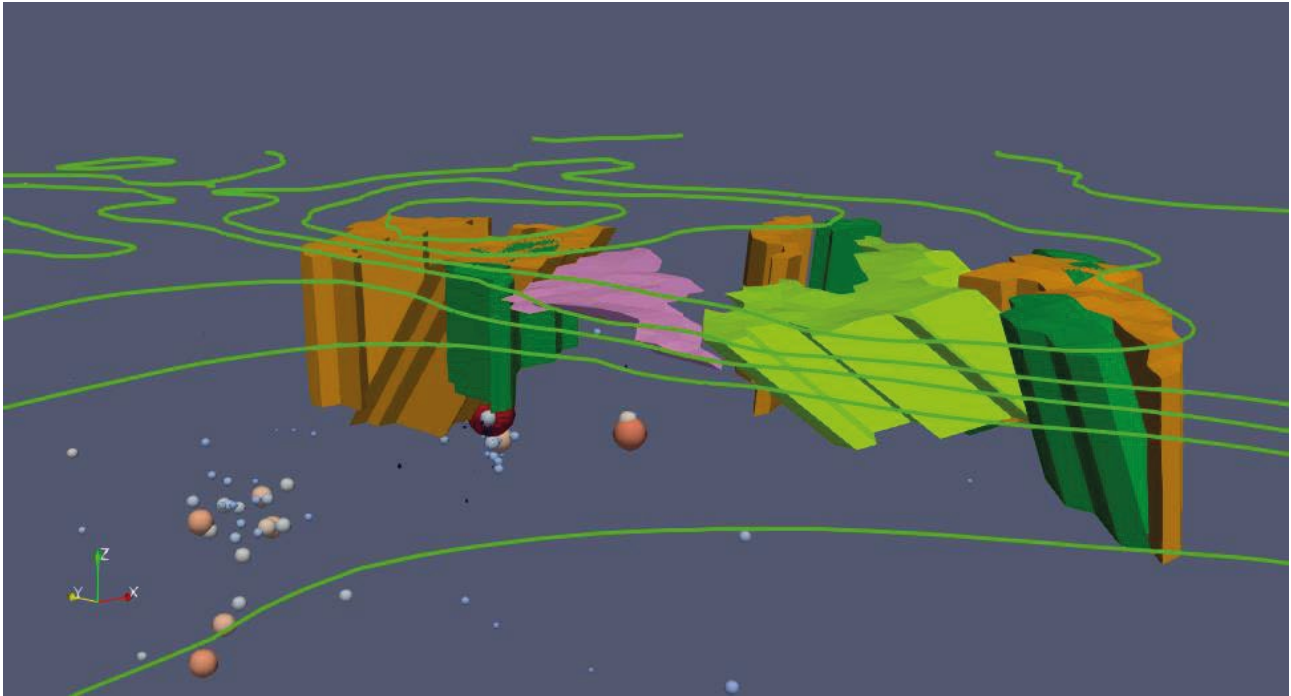


Abb. 11: Modell bestehend aus verkippten Körpern nach der Inversion, die aus der Oberflächengeologie abgeleitet wurden, von Westen aus betrachtet. Die Erdbebenhypozentren (Kugelradius proportional zur Magnitude) liegen direkt an der Unterkante der Grenze zwischen zwei Blöcken.

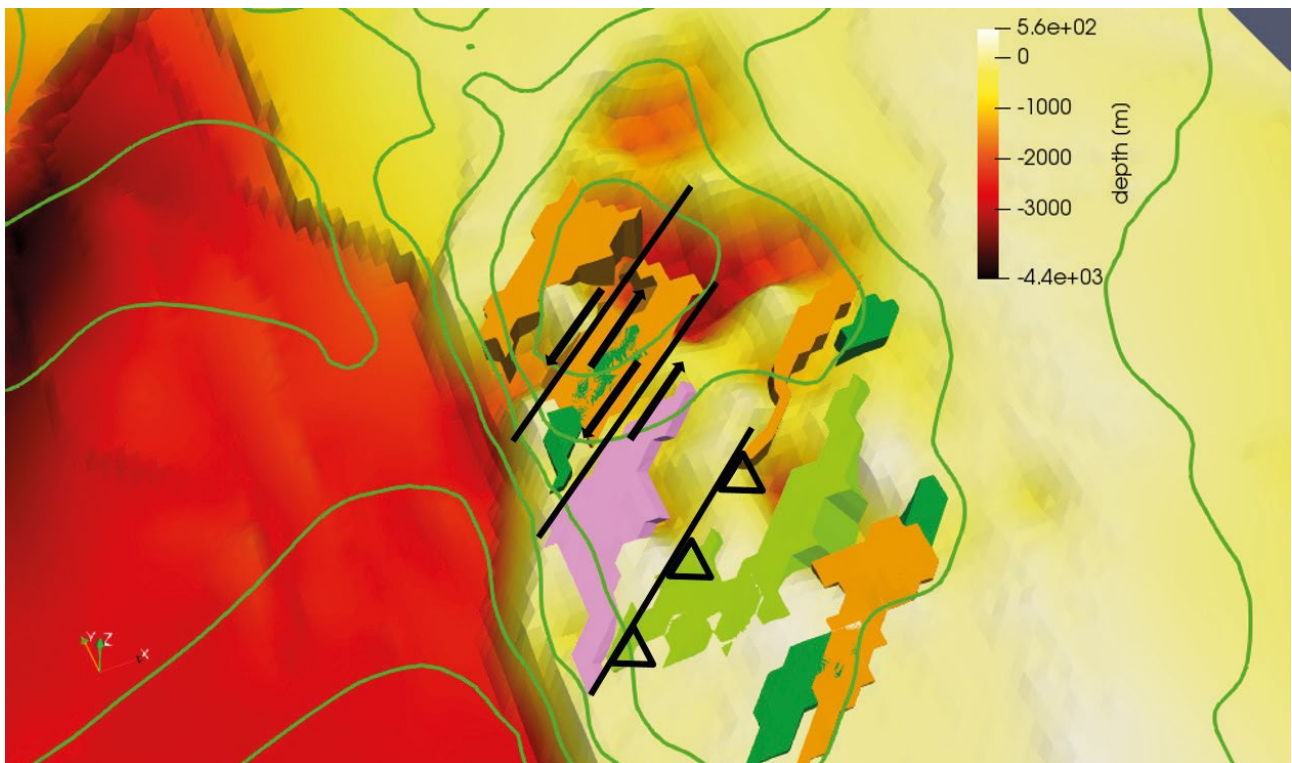


Abb. 12: Invertierte Schichtmächtigkeit. Zusätzlich zu den Körpern wurde eine Schicht mit invertierbarer Basis unter das Top Prä-Perm gelegt. Diese erklärt einen großen Teil der Schwere im interessierenden Bereich. Schwarze Linien geben aus dem Modell abgeleitete und mit der Geologie im Einklang stehende Störungszonen wieder.

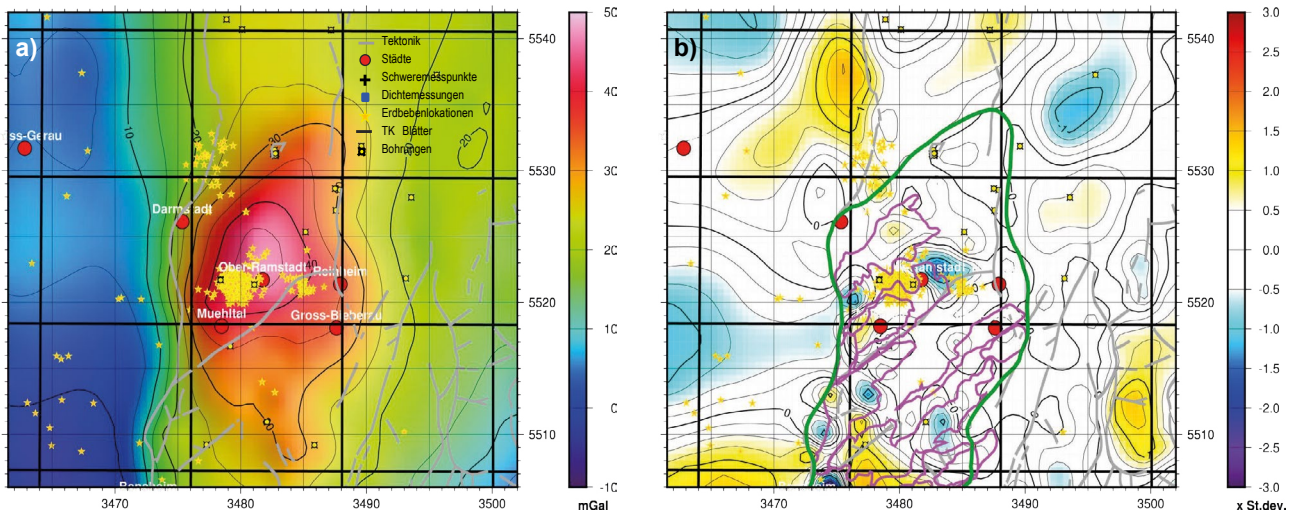


Abb. 13: a) Modellschwerewirkung und b) normiertes Schwereresiduum des Modells aus Abb. 11. Im grünen Polygonbereich beträgt das mittlere Residuum 0,76 mGal.

Residuum vorhanden, welches im Vergleich zu den anderen Modellen jedoch mit am geringsten ist. Aus geologischer Sicht erscheint dieses Modell am sinnvollsten und wurde als „bestes“ Modell genauer betrachtet. Mit diesem Modell ergab sich ein mittleres Residuum von 0,76 mGal (Abb. 13b). Der Bereich erhöhter Dichte ist mit den Oberflächengeologie-Körpern sehr viel weniger mächtig (und damit plausibler) als im Modell der invertierbaren Linse. Die Schicht erhöhter Dichte zwischen und neben den Körpern kann als fehlender Körper interpretiert werden. Möglicherweise sind die Körper unter der Oberfläche

weiter ausgedehnt als an der Oberfläche ersichtlich. Insbesondere im nordöstlichen Teil liegt in der geologischen Karte keine hinreichende Information vor. Somit könnte der entsprechende Körper z. B. nur leicht mit Sediment bedeckt sein. Der Gneis scheint nur sehr flach ausgebildet zu sein. Das Haupterdebebengebiet der Erdbebenserie von 2014–2015 bei Ober-Ramstadt liegt an der Unterkante eines der verkippten Körper. Er ist der einzige Körper, dessen Unterkante durch die Inversion deutlich nach Norden verschoben worden ist. Die anderen Körperunterkanten wurden entweder kaum oder nach Süden verschoben.

4.2 Gladenbach

Für die Schweremodellierung ist insbesondere das großräumige Schwererhoch von Bedeutung. Für die Anpassung des Schweretrends ist ein Hilfskörper vonnöten, welcher das

Schwereminimum im SE annähern kann. Erste Tests zeigten, dass das großräumige Schwererhoch von einer oberflächennahen, flachen oder tieferen und mächtigeren Struktur erklärt

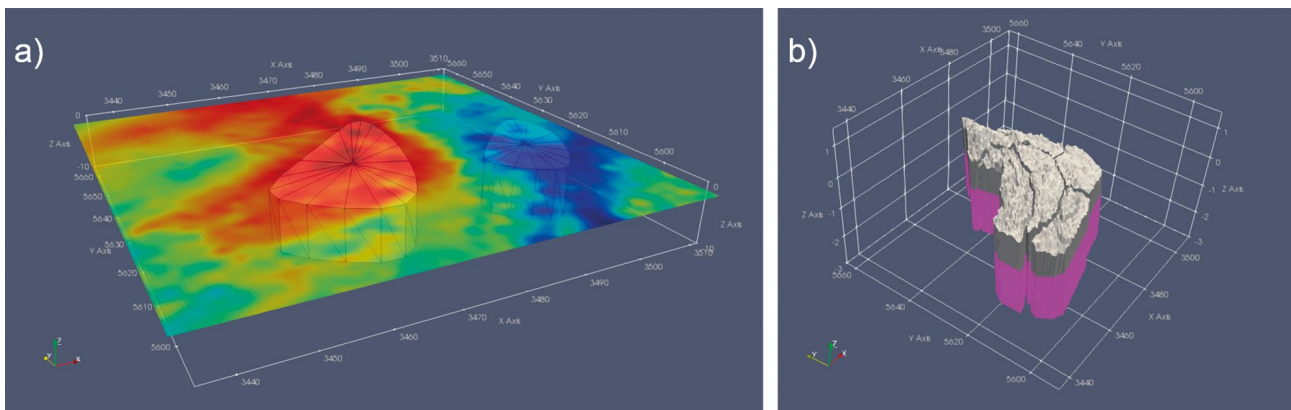


Abb. 14: Modell für das Modellgebiet Gladenbach bestehend aus a) zwei konischen Trochoiden zusammen mit Schwerewerten; b) einfallenden Basaltkörpern in 3D-Ansicht mit 10-facher vertikaler Überhöhung.

werden könnte. Geologische Überlegungen führten zu einer Modellvorstellung mit einfallenden Körpern. Dort, wo Basalt ansteht, ist dieser auch bis zu einer Tiefe von ca. einem Kilometer zu erwarten (NESBOR 2019, pers. Komm.). In den anderen Bereichen wird eine Sedimentauflage von mindestens 100 m Mächtigkeit erwartet. Ob sich darunter Basalt befinden könnte, sollte die Modellierung zeigen. Als Startmodell wurde ein Modell bestehend aus zwei konischen Trochoiden gewählt (Abb. 14a). Der große Körper hat einen initialen Dichtekontrast von $+150 \text{ kg/m}^3$, der kleinere von -250 kg/m^3 . Die Hintergrunddichte ist die Reduktionsdichte (2670 kg/m^3). Modellvariablen waren die Dichten und Geometrien der Körper sowie ein skalarer Offset zwischen Modellwirkung und Messdaten. Die Geometrien wurden über Radien und Differenzradien, sowie Tiefen der so gebildeten Polygone definiert. Die großräumigeren Strukturen können durch dieses simple Modell bereits gut angenähert werden. Des Weiteren wird ersichtlich, dass es einen Dichtegradienten und keine sprunghafte Dichteänderung gibt und/oder es eine feingliedrige Dichteverteilung gibt, die mit den vorhandenen Schweredaten nicht aufgelöst werden kann und/oder die verursachende Struktur in großer Tiefe (einige Kilometer) liegt. Die Wirkung des Störkörpers ist ein Zusammenspiel seines Dichtekontrasts zur Umgebung, seiner Tiefenlage, Mächtigkeit, Ausdehnung sowie der genauen Lokation des anderen Störkörpers. Wurde einer dieser Parameter geändert, so konnte durch eine Veränderung der anderen Parameter eine ähnlich gute Modellwirkung erzielt werden.

Für weiterführende Modelle wurden Körper definiert, deren Einfallen den geologischen Vorstellungen entsprechen (Abb. 14b). Anhand der geologischen Karte ist bekannt, dass im Westen und im Süden des großräumigen Schweremaximums Basalte anstehen. Nach geologischem Schnitt fallen alle Struk-

turen mit einem Winkel von ca. $45\text{--}50^\circ$ nach SE ein. Obwohl die Sedimente im geologischen Schnitt bis mindestens 500 m Tiefe reichen, ist diese Information eine ungesicherte Vorstellung: schon 100 m unter der Topografie könnte sich, zumindest an einigen Stellen, Basalt anschließen (NESBOR 2019, pers. Komm.).

Es wurden je sieben Polygone im Bereich des großräumigen Schweremaximums definiert, die eine Körperoberkante an oder nahe der Topografie aufweisen. Ihre Startdichten wurden so gewählt, dass sie Basalt oder schwerem Sediment entsprechen.

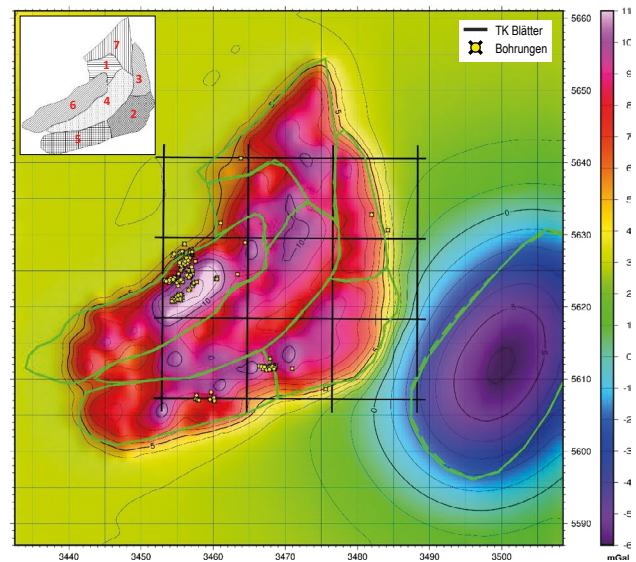


Abb. 15: Schwerewirkung des kombinierten Modells (Joint Inversion). Die grünen Polylinien im zentralen Bereich zeigen die Körperumrisse der aus der geologischen Karte abgeleiteten sieben Körper an der Oberfläche. Ihre Basen sind ca. 50° nach Süd-Osten dazu verschoben. Die grünen Polygone im Süd-Osten zeigen die Umrise eines Hilfs-Trochoiden zur regionalen Anpassung. Dieser hat nur eine Schwere-, aber keine Magnetikwirkung.

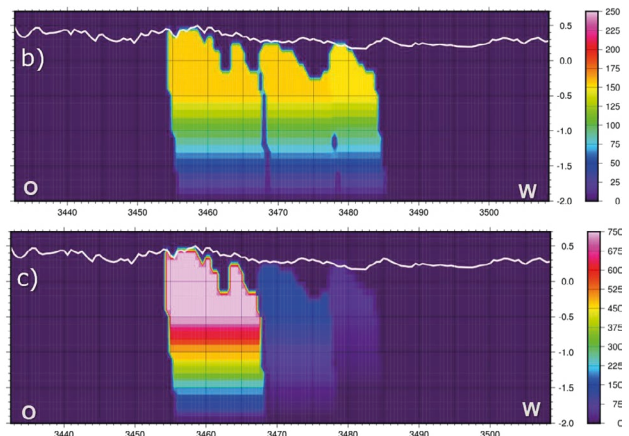
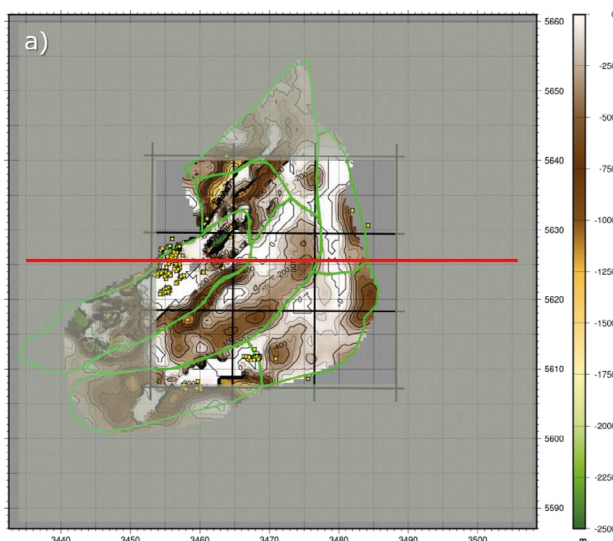


Abb. 16: a) Tiefenlage der invertierten Unterseite des Sedimentkörpers relativ zur Topografie, die rote Linie gibt den Profilverlauf von Abb. 16b und c wieder; b) Ost-West Profil der Dichte (Werte in kg/m^3); c) Ost-West Profil der Suszeptibilität (Werte in SI-Einheiten).

Die Unterkante der Körper ist entsprechend des Einfallens in der Tiefe versetzt. Dabei ist ab einer Tiefe von 500 m unter NN ein Dichte- bzw. Suszeptibilitätsgradient definiert, der dafür sorgt, dass an der Modellunterkante bei 2 km unter NN kein Dichte-/Suszeptibilitätskontrast mehr vorhanden ist. Er ist als dichteäquivalente Modellrepräsentation für die nach unten an listrischen Störungen auskeilenden Basalt- und Sedimentschollen zu interpretieren. Dort, wo kein Basalt ansteht, wurde eine Sedimentauflage definiert, deren Unterkante durch die Inversion verformt werden durfte. Wo sie vorhanden ist, überschreibt sie die Dichte-/Suszeptibilitätswerte der Polygonkörper. Sie besitzt keinen Dichte-/Suszeptibilitäts-Kontrastwert

gegenüber dem großräumigen (und effektiv unwirksamen) Hintergrund. Somit reichen die Polygonkörper zwar größtenteils an die Oberfläche heran, doch sind sie dort zu Beginn der Inversion noch nicht wirksam.

In der reinen Schwereinversion erhielten die Körper alle eine ähnliche Dichte und könnten somit alle als Basalt interpretiert werden. Die magnetische Karte lässt jedoch vermuten, dass im zentralen Bereich kein Basalt vorhanden ist. In einer magnetischen Modellierung stellt sich immer die Frage nach der Remanenz, also der Magnetisierung, welche der zu modellierenden Struktur eigen ist und in einem beliebigen Winkel zu der heutigen Magnetfeldrichtung ausgerichtet sein

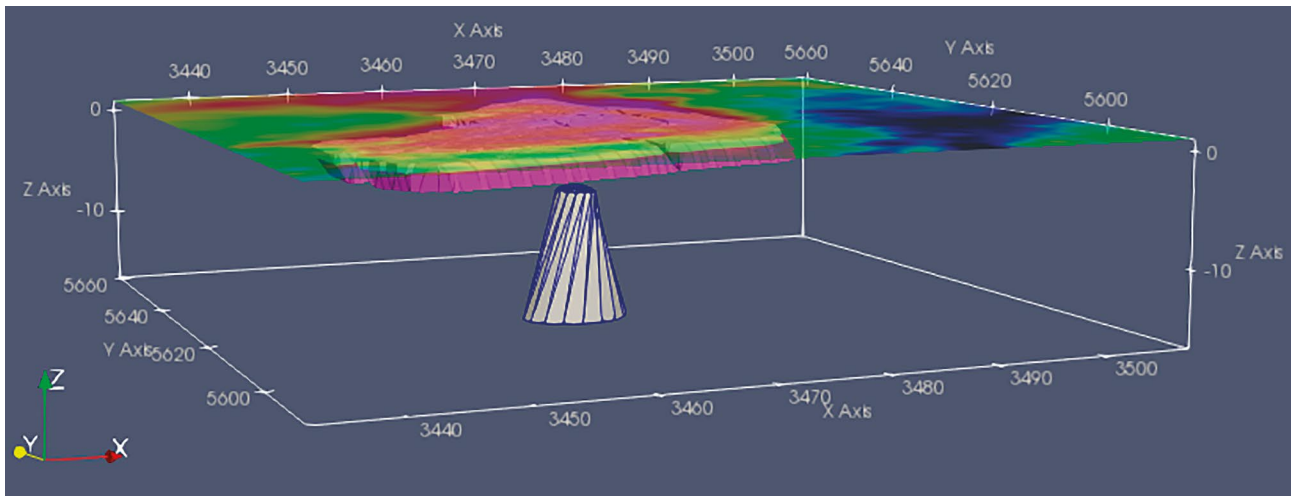


Abb. 17: 3D-Ansicht von Bouguer-Schwere, Polygonkörpern und invertierter Intrusion.

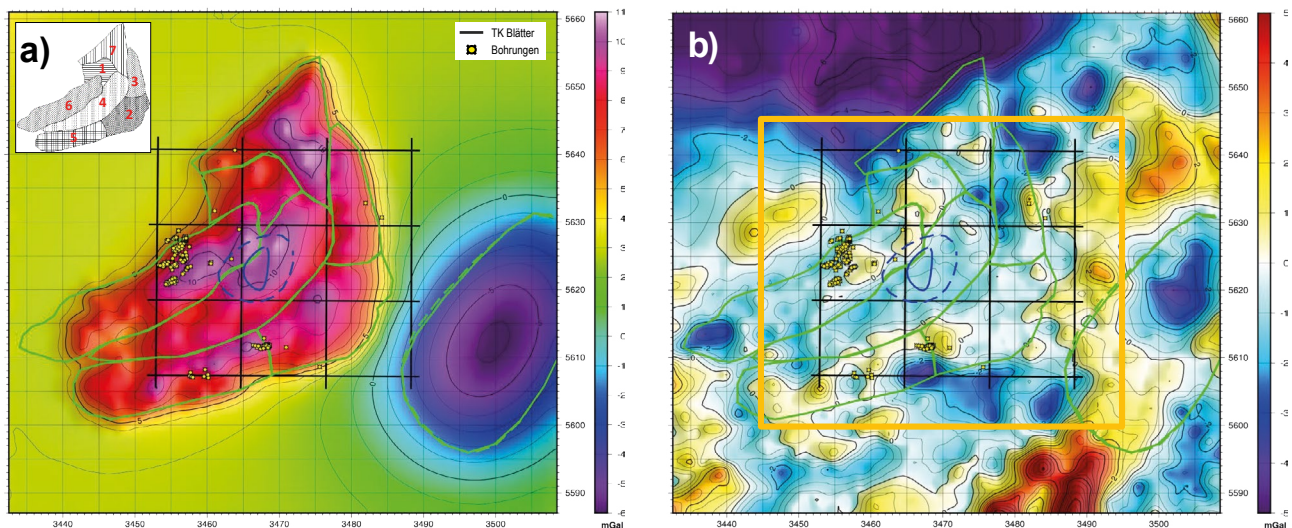


Abb. 18: a) Schwerewirkung des Modells mit Intrusion (blaue Polylinien) aus Abb. 17. Die grünen Polylinien im zentralen Bereich zeigen die Körperumrisse der aus der geologischen Karte abgeleiteten sieben Körper an der Oberfläche. Die grünen Polygone im SE zeigen die Umrise eines Hilfs-Trochoids zur regionalen Anpassung. b) Schwereresiduum; im orange markierten Bereich beträgt das mittlere Residuum 1.14 mGal. Der Außenbereich wurde nicht modelliert. Die Intrusion ist durch die blauen Polylinien eingezeichnet.

kann. Ohne Informationen über die Remanenzen im Modellgebiet werden diese in der Modellierung nicht beachtet. Für die Interpretation ist es jedoch wichtig zu wissen, dass eine Remanenz, die entgegen der Magnetfeldrichtung wirkt, dazu führen kann, dass ein Körper kaum magnetisch wirksam zu sein scheint. Somit wäre es möglich, dass in dem magnetisch ruhigen zentralen Bereich eine entsprechende magnetische Remanenz zu finden wäre. In dem Fall müssten die Basalte dort jedoch zu einer anderen Zeit entstanden (oder rotiert worden) sein als die Basalte in den anstehenden Bereichen, in denen sie deutlich magnetisch wirksam sind. Obwohl dies eine geophysikalisch sinnvolle Lösung sein könnte, wurde diese Möglichkeit wegen ihrer Mehrdeutigkeit außer Acht gelassen und stattdessen Schwere und (induzierte) Magnetik in einer gemeinsamen Inversion kombiniert (Abb. 15).

In der magnetischen Inversion ist die invertierte Sedimentmächtigkeit sehr verschieden zur Schwereinversion. Die kombinierte Inversion aus Schwere und Magnetik bietet einen Kompromiss und eine Erweiterung beider Lösungen und ist für die Interpretation zu bevorzugen, da sie durch mehrere Datensätze gestützt wird. Es fällt auf, dass in der magnetischen Lösung die Körper mit anstehenden Basalten eine

deutlich höhere Suszeptibilität erhalten als die anderen Körper, während die Dichten in der reinen Schwerelösung ähnlich sind (Abb. 16b und c). In der kombinierten Inversion jedoch sind die Dichten der Körper, die nachweislich aus Basalt bestehen, gegenüber den restlichen Körpern erhöht. Damit passt die Schwerelösung hier besser zur Magnetiklösung, obwohl Dichten und Suszeptibilitäten nicht gekoppelt worden sind. Die Dichtevariation der Körper gegenüber dem reinen Schweremodell wird allein durch die veränderte Sedimentmächtigkeit hervorgerufen (Abb. 16).

Wird dem kombinierten Modell aus Abb. 15 ein tiefer Intrusionskörper hinzugefügt (Abb. 17), so wird die invertierte Sedimentauflage etwas mächtiger und die Kontrastdichten der Basaltkörper etwas weniger ausgeprägt. Mit der Reduktion der Standardabweichung der Schwerebeobachtung auf die Hälfte im zentralen Modellbereich geht das Merkmal der kombinierten Lösung, die erhöhten Kontrastdichten der Basaltkörper, wieder verloren. Wie bei der reinen Schwereinversion erhalten die Polygonkörper alle ähnliche Dichten. In dieser Inversion kann das Schwereresiduum um die Lokation des Intrusionskörpers deutlich verbessert werden (Abb. 18).

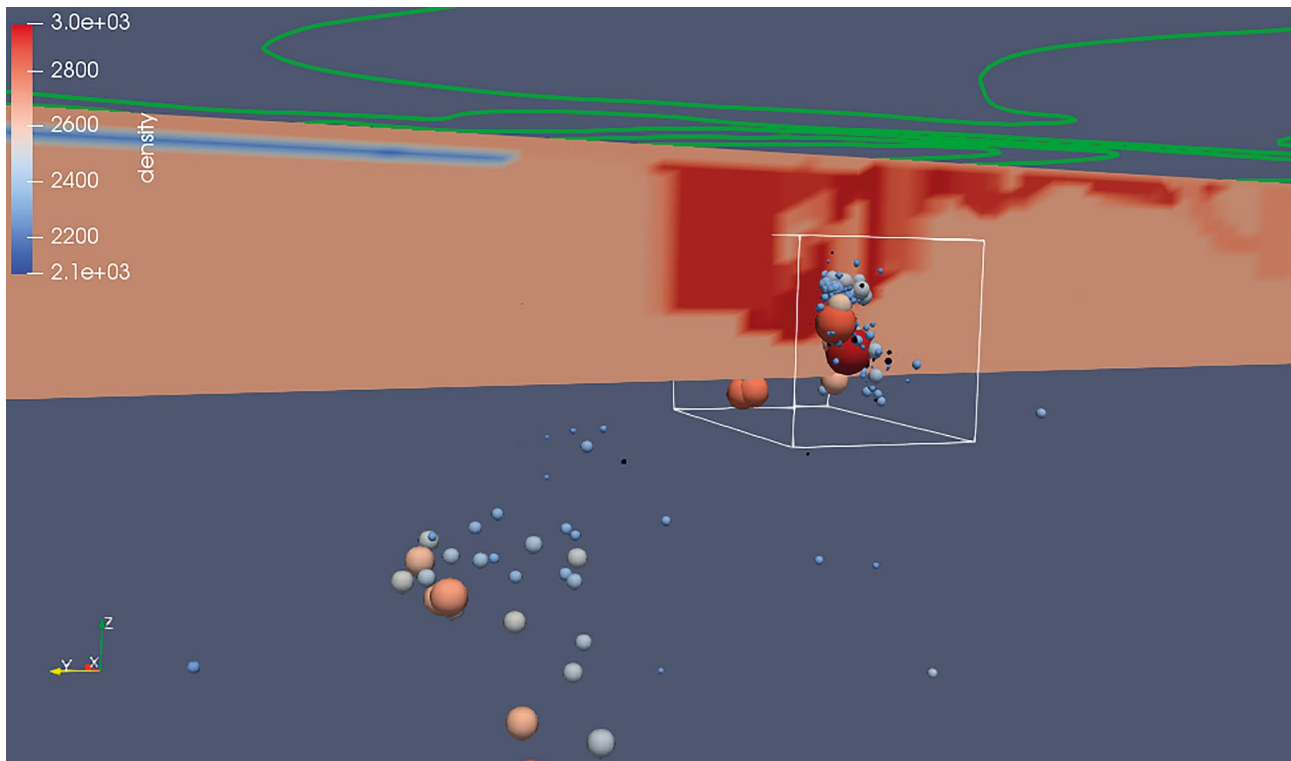


Abb. 19: Dichteschnitt durch das Haupterdebebengebiet, von Westen aus betrachtet. Die Größe der Kugeln ist proportional zur Lokalmagnitudo.

5 Schlussfolgerung

Die Analysen und Modellierungen lieferten wichtige neue Erkenntnisse für beide Untersuchungsgebiete. Zusammenfassend lässt sich für das Schweremaximum im Odenwald festhalten, dass sich die Ursache des Schweremaximums auf ein großes Volumen erhöhter Dichte zurückführen lässt. Um es mit einer geologisch vernünftigen Dichte erklären zu können (maximal 3000 kg/m³), beträgt die Mächtigkeit mehrere Kilometer. Die genaue Tiefenlage der Unterkante dieses Volumens ist vorerst noch schwer bestimmbar, liegt jedoch nicht flacher als ca. 3 km unter NN. Die NW-Flanke ist in der Bouguer-Schwere sehr deutlich ausgeprägt und zeigt einen Bereich, in dem die Dichte auf kleinem Raum von Umgebungsdichte zu erhöhter Dichte ansteigt. Der südliche Bereich ist schlechter von der Schwere auflösbar, hier ist ein weicherer Dichtegradient denkbar. Die Hypozentren der Erdbebenserie der Jahre 2014-2015 bei Ober-Ramstadt liegen am Rand der zentralen Anomalie (Abb. 19), wo die Mächtigkeit und/oder Dichte des Störkörpers am größten ist. Die an der Oberfläche kartierten Gesteine setzen sich sehr wahrscheinlich zu den Seiten hin unter einer dünnen Auflage fort. An welchen Stellen dies der Fall sein müsste, kann an der invertierten Schicht erhöhter Dichte in dem von der Oberflächengeologie bestimmten Modell abgelesen werden. Modelleigenschaften, die gravimetrisch noch mehrdeutig sind, könnten mit erweiterten geologischen Vorinformationen besser bestimmt werden.

Für das Gebiet um Ober-Ramstadt wurde für einige der Modellblöcke in der Inversion eine verkippte Lage bevorzugt. Diese könnten eine Überschiebungsfront darstellen, die im nördlichen Teil von steilstehenden sinistralen Strike-Slip Störungen abgetrennt wird (siehe Abb. 12). Dies ist in sehr guter Übereinstimmung mit den bestimmten Herdflächenlösungen der Erdbeben in der Region, die sinistrale Strike-Slip-Bewegungen als dominierenden Mechanismus aufweisen (HOMUTH et al. 2014, HOMUTH & RÜMPKER 2017).

Für das Gebiet um Gladenbach konnte anhand der Analyse und Modellierung der vorliegenden Schwere- und Magnetikdaten eine oberflächennahe Erzlagertstätte ausgeschlossen werden. Das lokale Schwerehoch könnte durch einen tiefen Intrusionskörper (Granit) erklärt werden.

Dieser müsste eine große Mächtigkeit von ca. 10 km bei einem Durchmesser von ca. 5 km aufweisen. Wenn dem Modell ausreichend viele sinnvolle Randbedingungen vorgegeben werden, könnten auch an Stellen, an denen reine Schwere- und Magnetiklösungen mehrdeutig sind, zuverlässigere und sogar detailreichere Ergebnisse erzielt werden. Sollte es in Zukunft neue Daten und/oder Erkenntnisse in dem modellierten Gebiet geben, erscheint eine weitere Modellierung, die auch diese umfasst, als sinnvoll. Generell sind im Falle des Schweremaximums bei Gladenbach noch einige Fragen offen, die auch mit einer Modellierung von Schwere und Magnetik nicht hinreichend geklärt werden konnten.

6 Schriftenverzeichnis

- ARNDT, D., BÄR, K., HOPPE, A., SASS, I., FRITSCH, J.-G. & KRACHT, M. (2011): Forschungs- und Entwicklungsprojekt „3D Modell der geothermischen Tiefenpotenziale von Hessen“. – Abschlussbericht. TU Darmstadt; Darmstadt.
- BECKER, M., MÄKINEN, J., LEINEN, S. & BECKER, D. (2016): Berechnung, Analyse und grafische Aufbereitung von Schwereanomalien für Hessen. – Schriftenreihe des Fachgebiets Physikalische Geodäsie und Satellitengeodäsie, TU Darmstadt, Nr. PSGD-2015-4; Darmstadt.
- BECKER, V., SMILDE, P., MÜLLER, C. & KRIEGER, M. (2019): Analyse und Modellierung der Schweremaxima bei Ober-Ramstadt und Gladenbach, Hessen. – Endbericht, Terrasys Geophysics; Hamburg. <https://www.hlnug.de/themen/geologie/geologische-landesaufnahme/geophysik/magnetik-gravimetrie>.
- ECKELMANN, K., NESBOR, H.-D., KÖNIGSHOF, P., LINNEMANN, U., HOFMANN, M., LANGE, J.-M. & SAGAWA, A. (2014): Plate interactions of Laurussia and Gondwana during the formation of Pangaea – Constraints from U-Pb LA-SF-ICP-MS detrital zircon ages of Devonian and Early Carboniferous siliciclastics of the Rhenohercynian zone, Central European Variscides. – *Gondwana Research*, **25**: 1484-1500, 8 Abb., 2+19 Tab.; Amsterdam.
- FLICK, H. & NESBOR, H.-D. (2021): Lahn-Dill-Gebiet. – In: HLNUG (Hrsg.): *Geologie von Hessen*: 49-77, 14 Abb., 1 Tab.; Stuttgart (Schweizerbart).
- HLNUG (2017): *Hydrogeologie von Hessen – Odenwald und Spremlinger Horst. – Grundwasser in Hessen*, Heft 2, Hessisches Landesamt für Naturschutz, Umwelt und Geologie; Wiesbaden.
- HOMUTH, B. & RÜMPKER, G. (2017): The 2014-2015 earthquake series in the northern Upper Rhine Graben, Central Europe. – *J. Seismol.* **21**: 83, <https://doi.org/10.1007/s10950-016-9584-6>.
- HOMUTH, B. (2015): *Hochauflösende Erfassung der Seismizität im nördlichen Oberrheingraben: Schwarmbeben, Spannungsregime und Seismische Gefährdung*. – Dissertation, Goethe University Frankfurt am Main, S. 211; Frankfurt/Main.
- HOMUTH, B., RÜMPKER, G., DECKERT, H. & KRACHT, M. (2014): Seismicity of the northern Upper Rhine Graben – Constraints on the present-day stress field from focal mechanisms. – *Tectonophysics*, **632**: 8-20. doi: [dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2014.05.037](https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.05.037).
- MAUS, S. & DIMRI, V. (1996): Depth estimations from the scaling power spectrum of Potential fields. – *Geophysical Journal International*, Volume 124, Issue 1: 113-120, <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1996.tb06356.x>.

- NESBOR, H.-D. (2004): Paläozoischer Intraplattenvulkanismus im östlichen Rheinischen Schiefergebirge – Magmenentwicklung und zeitlicher Ablauf. – Geol. Jb. Hessen, **131**: 145-182; Wiesbaden.
- NESBOR, H.-D. (2019): Alpinotype Deckentektonik im Rheinischen Schiefergebirge. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. **101**: 197-226, 12 Abb.; Stuttgart.
- NESBOR, H.-D. (2021): Geotektonisch-paläogeographische Entwicklung Mitteleuropas im Paläozoikum. – In: HLNUG (Hrsg.): Geologie von Hessen: 17-33, 7 Abb.; Stuttgart (Schweizerbart).
- STEIN, E. (1996): Untersuchungen zur Genese der Flasergranitoid-Zone des zentralen Odenwaldes – Magmatische und/oder tektonische Gefüge. – Z. geol. Wiss., 24 (5/6), 573-583; Berlin.
- STEIN, E. (2001a): Die magmatischen Gesteine des Bergsträßer Odenwaldes und ihre Platznahme-Geschichte. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N. F., 83: 267-283, 2 Abb.; Stuttgart.
- STEIN, E. (2001b): The geology of the Odenwald Crystalline Complex. – Mineralogy and Petrology, 72: 7-28; Heidelberg (Springer).

MATTHIAS KRACHT¹

Der seismische Katalog Hessen (SKHe)

Kurzfassung

Für den seismischen Katalog Hessen (SKHe) wurden verschiedene verfügbare Erdbebenkataloge, Quellen und Ausarbeitungen zu Grunde gelegt. Zur Erstellung eines seismischen Kataloges für Hessen, wurde im Wesentlichen der Methodologie des Schweizer Erdbebenkataloges ECOSD-09, Earthquake Catalogue of Switzerland, Release 2011 (FÄH et al. 2011) gefolgt. Wenn ein einzelnes Erdbebenereignis von unterschiedlichen Quellen bzw. Diensten beschrieben oder aufgezeichnet wurde, wurde dieses Ereignis entsprechend priorisiert.

In dem seismischen Katalog Hessen werden 7 Zeiträume beschrieben. Dies ist den verfügbaren Quellen geschuldet: 1. Die Periode 858–1700 mit Daten aus Chroniken. 2. Dem Zeitraum 1701–1900 mit makroseismischen Daten hauptsächlich aus Zeitungen. 3. Seit Anfang des 20. Jahrhunderts wurden Erdbeben instrumentell aufgezeichnet (Zeitraum 1901 bis 1950).

Zum Teil gibt es, wie in diesem Fall, Zeiträume, in denen wenig oder so gut wie keine Daten z. B. wegen Kriegen verfügbar sind. 4. Nach 1951 standen dann wieder mehr Daten zur Verfügung (analog-instrumentelle Periode von 1951–1975). Das digital-instrumentelle Zeitalter, was den Datenmengen und der Datenübertragung geschuldet ist, wird unterteilt in: 5. Periode 1976–1995, 6. Der Zeitraum 1996 bis Ende 2014, da ab diesem Zeitpunkt eine gute Abdeckung mit Erdbebenstationen in Hessen gewährleistet war. 7. Seit Anfang 2015 werden nur noch die Daten des Hessischen Erdbebendienstes (HED) verwendet. Die Online-Daten des HED werden seitdem direkt in die Katalogdatenbank übertragen. Im Einzelnen werden die Anwendungen des SKHe im administrativen und kartographischen Bereich beschrieben.

Abstract

The earthquake catalogue for the state of Hesse (SKHe) uses different available references, data or catalogues. The methodology of the Schweizer Erdbebenkatalog ECOSD-09, Earthquake Catalogue of Switzerland, Release 2011 (FÄH et al. 2011) is applied to create this catalogue. The same events, which were recorded by different agencies, were prioritized.

The earthquake catalogue for the state of Hesse is divided into 7 epochs. The period 858 to 1700 with data from chronicles. The period 1701 to 1900 with macroseismic data mainly

from newspapers. With the beginning of instrumental seismology, direct measured data were used (1901 to 1950). These data improved since 1951 (analog-instrumental period) until 1975. The digital-instrumental period is subdivided into 1976 to 1995 and 1996 to 2015, which is related to the amount of data. Since 2015, the data from the Earthquake Service of Hesse (HED) are directly integrated in the catalogue. Administrative and mapping applications for the SKHe are described.

Inhaltsverzeichnis

1 Einleitung	122
2 Datengrundlage	122
3 Einwirkung von Erdbeben außerhalb von Hessen	125
4 Reduzierung der Daten auf das Bundesland Hessen (plus 50 km Umkreis)	126
5 Zusammenstellung der Zeiträume der Daten für das Bundesland Hessen	126
6 Priorisieren einzelner Erdbebenereignisse aus verschiedenen Datenquellen für das Bundesland Hessen	127
7 Darstellung der Ergebnisse	129
8 Schlussfolgerungen und Ausblick	132
9 Schriftenverzeichnis	134

¹ Dr. Matthias Kracht, Hauptstraße 8, D-35781 Weilburg, M.Kracht@gmx.net

1 Einleitung

Instrumentelle Erdbebenaufzeichnungen gibt es erst seit dem Beginn des 20. Jahrhunderts. Für einen historischen Erdbebenkatalog muss man für die Zeit davor auf historische Unterlagen zurückgreifen. Dabei werden alte Chroniken (z. B. Kirchenchroniken) betrachtet, um sich ein Bild der Erdbebenentwicklung über die Jahrhunderte zu machen. Dies sind für die Zeit nach der Erfindung des Buchdruckes gedruckte Schriften und später Zeitungen. Die historischen Ereignisse können dann mit makroseismischen Techniken (Beschreibung der Auswirkungen von Erdbeben auf Menschen, Tiere, Gebäude und den Naturraum) beschrieben und mit neueren, instrumentell gemessenen Erdbeben verglichen werden. Damit kann nur ein im Vergleich mit geologischen Zeiträumen kleiner Zeitraum seit dem neunten Jahrhundert für die Erdbebenentwicklung von Hessen betrachtet werden. Ein Erdbebenkatalog ist kein abgeschlossenes Werk, sondern muss ständig aktualisiert und neue Forschungsergebnisse und Erkenntnisse müssen eingearbeitet werden. Dabei sind alle diese Veränderungen zu dokumentieren. Dies gilt für Ereignisse, die als sogenannte „Fakeevents“ erkannt oder frisch „ausgehobene“ Archivdokumente verwendet werden, bzw. wenn neuere Erkenntnisse anderen geographischen Koordinaten zugeschrieben werden. Dies ist zum Beispiel für ein Erdbeben mit einer Magnitude 4,4 aus dem Jahr 1735 geschehen (ALONSO et al. 2016), was mit einer Verlegung des Erdbebenortes von Gießen in die Nähe von Bad Marienberg einherging.

Im Rahmen eines vom Hessischen Ministerium für Umwelt, Energie, Landwirtschaft und Verbraucherschutz (HMUELV) finanzierten Projektes zu hessischen Gefährdungskarten wurde der seismische Katalog Hessen in mehreren Phasen erarbeitet (u.a. KRACHT 2013, KRACHT 2015, KRACHT & HOMUTH 2018). Dabei wurden verschiedene, verfügbare Erdbebenkataloge und Ausarbeitungen zu Grunde gelegt (siehe Kapitel 2. Datengrundlage). Das Stichdatum für den eigentlichen Katalog ist der 31.12.2014. Seit Anfang 2015 werden nur noch die Daten des Hessischen Erdbebendienstes (HED) verwendet. Die Daten

der einzelnen Kataloge lagen in unterschiedlichen Koordinatenformaten vor, so dass für den seismischen Katalog Hessen mehrere Koordinatentransformationen erforderlich waren. Sofern weitere Kataloge oder Daten von Einzelereignissen, die für Hessen relevant sind noch zur Verfügung gestellt werden, können diese im Nachgang in die Katalogdatenbank aufgenommen werden. Der seismische Katalog Hessen ist damit als Zwischenstand zu sehen. Wie und warum die Daten auf Hessen reduziert wurden und welche Einschränkungen der Katalog aufweist, wird in den Kapiteln 4 und 5 betrachtet.

Für die Herangehensweise einen seismischen Katalog für Hessen zu erstellen, wurde im Wesentlichen der Methodologie des Schweizer Erdbebenkataloges ECOSD-09, Earthquake Catalogue of Switzerland, Release 2011 (FÄH et al. 2011) gefolgt, beschrieben in Kapitel 5. Hier werden auch die betrachteten Zeiträume des Kataloges erläutert.

Dabei handelt es sich für den Zeitraum 858–1700 (historischer Zeitraum 1) um Daten, die aus Chroniken ermittelt wurden. Für den Zeitraum 1701–1900 (historischer Zeitraum 2) sind viele der älteren Ereignisse makroseismische Daten. Durch den aufkommenden Zeitungsdruck im 19. Jahrhundert wurden wesentlich mehr Daten erhoben als in dem Zeitraum vorher. Seit Anfang des 20. Jahrhunderts wurden dann auch Erdbeben instrumentell aufgenommen, was bis 1950 wesentlich verbessert wurde (das analog-instrumentelle Zeitalter 1). Das analog-instrumentelle Zeitalter 2 wird hier für den Zeitraum 1951–1975 gesehen. Das digital-instrumentelle Zeitalter wird nochmals unterteilt, was auch den Datenmengen geschuldet ist, in 1976–1995 und 1996–2014 sowie seit 2015 (direkte Online-Übertragung in die Datenbank). Im Kapitel 6 wird das Priorisieren einzelner Erdbebenereignisse, die von unterschiedlichen Erdbebendiensten aufgezeichnet wurden, beschrieben. In Kapitel 7 „Darstellung der Ergebnisse“ werden die gewonnenen Daten aufbereitet und in Kapitel 8 weitere Anwendungsmöglichkeiten betrachtet.

2 Datengrundlage

Die Datengrundlage für den seismischen Katalog Hessen (SKHe) sind die Bulletins bzw. Kataloge von den folgenden 12 Erdbebendiensten und Institutionen:

- Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (BGR; im weiteren Text: **Leydecker**): Der Katalog von Leydecker (LEYDECKER 2011) ist der am umfangreichsten historisch recherchierte Katalog in Deutschland (siehe Abb. 1). Die Datenstruktur des hier vorliegenden seismischen Katalog Hessen basiert auf dem Leydecker-Katalog. Die Daten (568 Ereignisse) umfassen den Zeitraum 858–2008. Die Daten
- Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe (instrumenteller Katalog; im weiteren Text: **BGR, instrumenteller Katalog**): Die Daten (992 Ereignisse aus „Erdbebenkataloge: $M_L > 2.0$ für Deutschland und angrenzende Gebiete“) umfassen die Jahre seit 1995 und stammen von der Webseite der BGR (<http://www.bgr.bund.de/DE/Themen/Erdbeben-Gefaehrdungsanalysen/Seismolo->

[gie/Seismologie/Erdbebenauswertung/Erdbebenkataloge/Kataloge_Bulletins/kataloge_bulletins_node.html](http://www.skb.de/Seismologie/Erdbebenauswertung/Erdbebenkataloge/Kataloge_Bulletins/kataloge_bulletins_node.html).

Ein Großteil der Daten liegt in NRW im Bereich des Kohleabbaus und ist damit für Hessen nicht von Interesse.

- Erdbebendienst Südwest (im weiteren Text: **Erdbeben-**

dienst Südwest): Der Erdbebendienst Südwest ist ein Verbund aus Landeserdbebendienst Baden-Württemberg (LED) und Landesamt für Geologie und Bergbau (LGB-RLP); Die Daten umfassen den Zeitraum seit 1996 und stammen von der homepage des Landesamtes für Geologie, Rohstoffe und

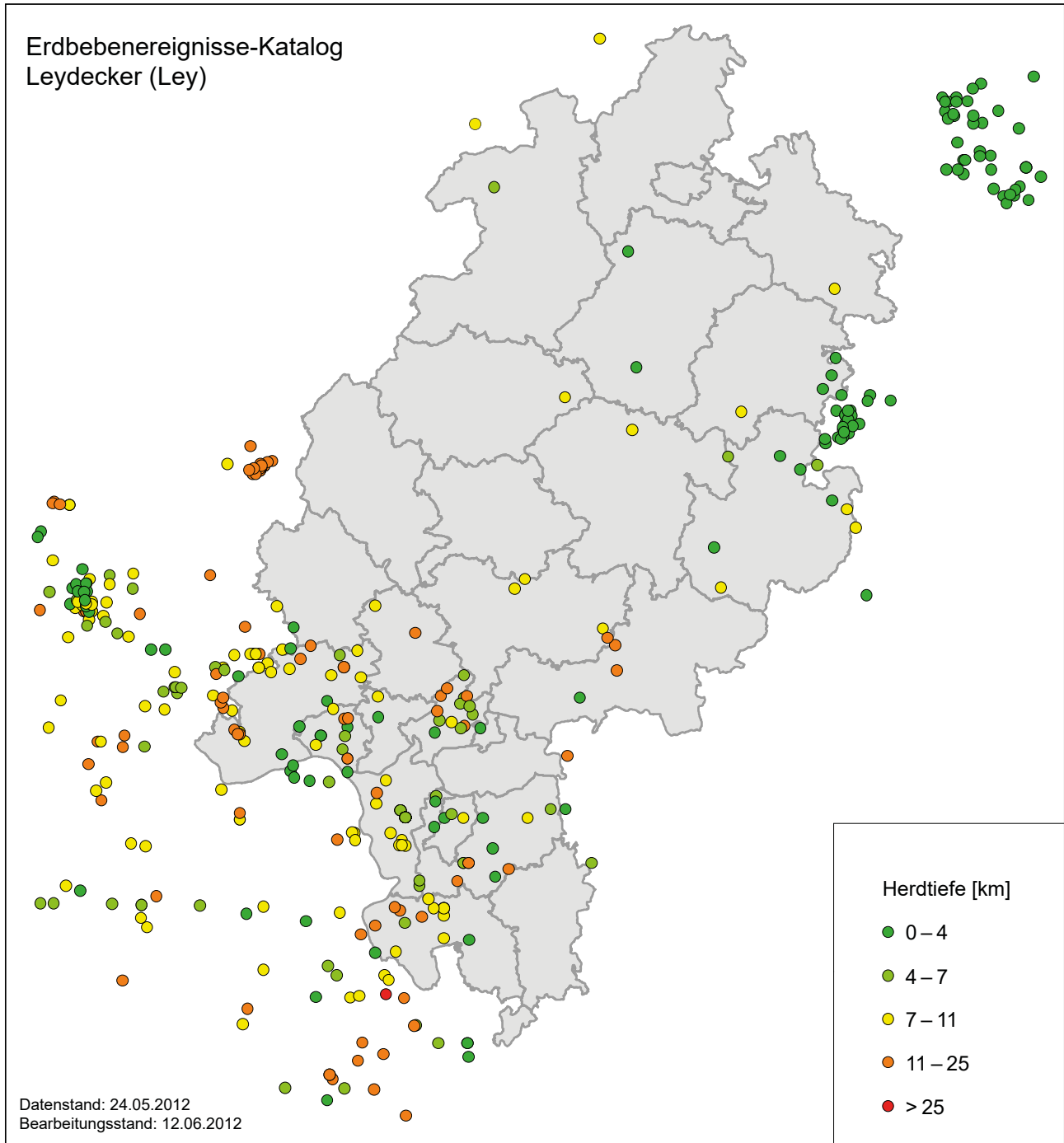


Abb. 1: Darstellung der verwendeten Daten des Leydecker Kataloges.

- Bergbau aus Baden-Württemberg (<https://www.lgrb-bw.de/erdbeben/jahresbulletins>). Die weiteren Daten seit dem Jahr 2000 stammen von der Homepage des Landesamtes für Geologie und Bergbau aus Rheinland-Pfalz (<https://www.lgb-rlp.de/fachthemen/landesamt/landesamt-erdbeben-dienst-rlp.html>).
- Universität Köln (Erdbebenstation Bensberg; im weiteren Text: **BENS**): Das größte Datenvolumen (3 590 Ereignisse) kommt von der Universität Köln. Allerdings liegt der Hauptteil der Daten außerhalb von Hessen. Dabei handelt es sich um viele Bergschläge aus dem Kohlebergbau im Ruhrgebiet. Die Daten umfassen die Jahre 1976 bis 2011 und stammen von der Webseite der Universität Köln (<http://www.seismo.uni-koeln.de/catalog/index.htm>).
 - Goethe Universität Frankfurt (im weiteren Text: **Frankfurt**): Die Daten (383 Ereignisse) stammen aus den Diplomarbeiten von WERNIG (1983) und SAVORIC (1998). Aufgenommen wurden Daten von SAVORIC (1998) aus zwei Tabellen (Erdbeben vor 1977 und Erdbeben von 1977–1997). Zusätzlich wurden noch Mikrobebeendaten aus einer weiteren Tabelle mit aufgenommen. Insgesamt umfassen die Daten den Zeitraum 1930–1997. Der Katalog MonaSeis basiert auf einer Studie der Goethe Universität Frankfurt, welche vom November 2010 bis September 2011 zur Registrierung der lokalen Seismizität im nördlichen Oberrheingraben durchgeführt wurde (Projekt MonaSeis, HOMUTH et al. 2014). Außerdem wurden die Daten des Projektes SiMoN bis 2015 verwendet (HOMUTH et al. 2016 und KRACHT & KÖTT 2016).
 - Hessischer Erdbebendienst (im weiteren Text: **HED**): Die Daten des HED, der in 2001 gegründet wurde (BAIER et al. 2003, KRACHT 2006) liegen seit 2002 vor. Ab Anfang 2015 werden nur noch die Daten des Hessischen Erdbebendienstes (HED) verwendet. Die Online-Daten des HED werden seitdem direkt in die Katalogdatenbank übertragen.
 - GeoForschungsZentrum Potsdam (GFZ; im weiteren Text: **GFZ**): Die Daten stammen von der Webseite des GFZ. Die Daten von 2004–2011 wurden über die Abfragemaske <http://geofon.gfz-potsdam.de/eqinfo/form.php> für den relevanten Koordinatenbereich herausgefiltert. Die Daten von 1035 bis 2004 wurden dem CENEC Katalog entnommen. (GRÜNTAL et al. 2009). Der Katalog enthält nur Magnituden von $M_w \geq 3,5$. Hierbei fehlen häufig Werte für die Lokalmagnituden.
 - Universität Karlsruhe (KIT, Bonjer-Katalog; im weiteren Text: **Bonjer**): Die Koordinaten der Ausgangsdaten waren ursprünglich in gepackten Dezimalminuten angegeben und wurden in Dezimalgrad umgerechnet. Die Daten umfassen den Zeitraum 1971–1997.
 - Bauhaus Universität Weimar (im weiteren Text: **Ahorner**): Die Daten stammen aus dem erweiterten Ahorner-Katalog EK DAG Version 1.0 (März 2010). Der Katalog umfasst die Ereignisse im Zeitraum von 880–2005 (SCHWARZ ET AL. 2010).
 - Geologischer Dienst NRW (im weiteren Text: **GD NRW**): Die Daten des Geologischen Dienstes NRW, die direkt zur Verfügung gestellt wurden, liegen hauptsächlich außerhalb von Hessen. Sie liegen für den Zeitraum seit 1981 vor und wurden wie die anderen Daten für den Hessischen Katalog angepasst.
 - Öko-Institut (im weiteren Text: **Biblis**): Die Daten stammen aus einem ingenieurseismologischen Gutachten, welches vom Öko-Institut e.V. im Zusammenhang mit dem Bemessungserdbeben für das Kernkraftwerk Biblis erarbeitet wurde (HAHN et al. 1999). Wichtigste Grundlage für die Erhebung der Daten ist der Erdbebenkatalog für Deutschland für die Jahre 800–1998, Stand 03.06.1998, herausgegeben von der BGR. Erfasst wurden in diesem Zusammenhang die Erdbeben im Umkreis von 25 km um den Standort Biblis, was im Hinblick auf die Ereignisse Ende des 19ten Jahrhunderts im Bereich Groß-Gerau von Interesse war.
 - Réseau National de Surveillance Sismique (im weiteren Text: **RéNaSS**): Auf der Internetseite des RéNaSS (<http://renass.unistra.fr/informations/reseau-national-de-surveillance-sismique>) sind Daten seit 1980 verfügbar. RéNaSS setzt sich aus verschiedenen Institutionen und Observatorien an Universitäten zusammen, die das Gebiet von Frankreich (mit Randgebieten) seismisch beobachten. Für den Teil, der für das Hessische Gebiet von Interesse ist, ist das École et Observatoire des Sciences de la Terre in Straßburg die naheliegendste Institution, die viele Daten zum Oberrheingraben ermitteln.
- Für Hessen wurden zunächst nur die Ereignisse innerhalb der Koordinaten 7° – 11° E und 49° – 52° N betrachtet.
- Die Datenstruktur des hier vorliegenden seismischen Katalog Hessen basiert auf dem Leydecker-Katalog (LEYDECKER 2011). Historische Kataloge, die zum Teil die Grundlage für die oben beschriebenen Kataloge von Leydecker oder Ahorner sind, werden hier nicht weiter betrachtet. Allerdings sind weitere historische Erdbeben in Hessen z. B. auf der Basis des Krefeld-Kataloges (LEHMANN & KRACHT 2015) eingeflossen. Neuere ausgehobene historische Erdbeben können noch nach entsprechenden Archivarbeiten zu einem späteren Zeitpunkt eingepflegt werden.
- Ausführliche Veröffentlichungen zum Thema Erdbeben in Hessen gab es von WERNIG (1983) und SAVORIC (1998), HOMUTH et al. (2014) sowie HOMUTH (2015) und zuletzt von HOMUTH & RÜMPKER (2017). Die Daten der Arbeiten dieser Autoren sind in den Katalog mit eingeflossen (siehe auch fünfter Spiegelpunkt, oben).

3 Einwirkung von Erdbeben außerhalb von Hessen

Da Erdbeben an Grenzen und auch nicht an der Landesgrenze zu Hessen Halt machen, wird in diesem Kapitel der Einwirkungsbereich, der für das Bundesland Hessen am ausagekräftigsten ist, betrachtet.

Dabei werden Fernbeben, die auch in Hessen zu spüren waren, wie die großen Beben in Basel (am 18.10.1356 mit einer Magnitude von 6 bis 7) und Lissabon (am 1.11.1755 mit einer geschätzten Magnitude von 8,5 bis 9), hier nicht betrachtet. Das Erdbeben vom 1.11.1755 dessen Epizentrum im Atlantik etwa 200 Kilometer südwestlich des Cabo de Sao Vi-

cente vermutet wird, war eine der verheerendsten Naturkatastrophen der europäischen Geschichte. Diese zwei Erdbeben sind hier beispielhaft aufgeführt, da sie auch die Betrachtung von Erdbeben in Europa im wissenschaftlichen Sinn beeinflusst haben und auch in Hessen zu spüren waren. In den letzten Jahrzehnten waren auch die Auswirkungen der Fernbeben von Friaul (am 6.5.1976; dabei erreichten die eine Minute dauernden Erdstöße eine Magnitude von 6,5) oder Roermond an der deutsch-niederländischen Grenze (am 13.4.1992 mit einer Magnitude von 5,9) in Hessen zu spüren.

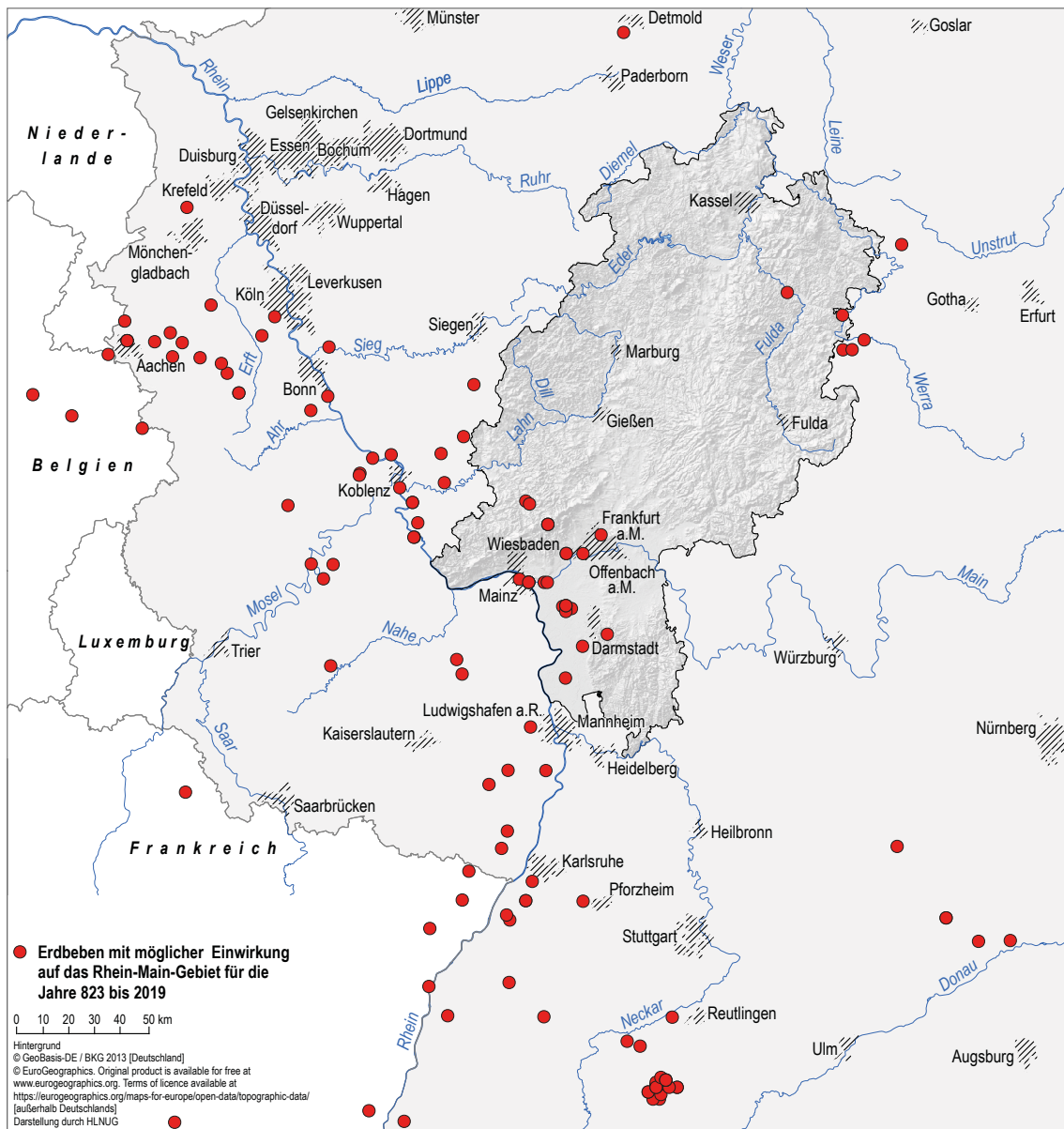


Abb. 2: Darstellung der Erdbeben mit möglicher Einwirkung auf das Rhein-Main-Gebiet (Zeitraum 823–2019).

Hier werden die Erdbeben der Jahre 823–2019 betrachtet, die auch in Hessen bzw. im Rhein-Main-Gebiet gespürt worden sind (mit einer abgeschätzten Magnitude größer ca. 4 in einem Umkreis von ca. 200 km). Neben diesen weiter entfernten Beben sind auch die Beben in Hessen in Abb. 2 zu sehen. Die Daten für Abb. 2 wurden der Biblis-Studie (HAHN et al. 1999) und den hier später ermittelten Daten in dem zusammengestellten Katalog entnommen, um einen Eindruck zu erhalten in welchen Bereichen in und um Hessen stärker-

re Erdbeben auftreten können. Diese Bereiche, neben dem Rhein-Main-Gebiet mit dem Taunus und Odenwald, sind der südliche Oberrheingraben bis zum Hohenzollerngraben sowie das Mittelrheintal mit dem Koblenzer Raum sowie der Bereich Köln-Aachen bis zur Niederländischen Grenze. Auffällig ist auch die Region bei Fulda, wobei es sich bei diesen Ereignissen um Bergschläge wie z.B. dem Gebirgsschlag bei Völkershäusen im Kaltegebiet handelt (LEYDECKER 1998).

4 Reduzierung der Daten auf das Bundesland Hessen (plus 50 km Umkreis)

Zunächst wurden alle zusammengestellten Daten innerhalb der Koordinaten 7°–11° E und 49°–52° N übernommen. Dabei wurde der Fokus auf das Bundesland Hessen gelegt. Im nächsten Schritt wurden dann die Daten reduziert auf Bereiche, die grenznah an Hessen liegen und damit in Hessen spürbar sind. Es wurde ein ca. 50 km breiter Streifen um das Bundesland Hessen gezogen, um diese Bereiche mit zu erfassen (siehe auch rote Linie in Abb. 5). Die außerhalb dieses 50 km Korridor liegenden Ereignisse werden für Hessen nicht mehr

betrachtet, bleiben aber weiterhin in der Datenbank erhalten. In manchen Bereichen (Neuwieder Becken und Landau) wurde der 50 km Radius leicht erweitert um evtl. wichtige spürbare Ereignisse für das Land Hessen nicht auszuschließen. Die Darstellung der Daten wird in Kap. 7 beschrieben (siehe auch Abb. 5).

In einem weiteren Schritt fließen die Auswahlkriterien für doppelt aufgenommene Ereignisse (Kap. 5 und 6) mit ein, so dass Mehrfachnennungen ausgeschlossen werden.

5 Zusammenstellung der Zeiträume der Daten für das Bundesland Hessen

Alle einzelnen Tabellen der verschiedenen Dienste wurden in einer großen Tabelle zusammengeführt. Dabei wurde der gesamte Datenbestand in sechs Zeiträume unterteilt, die den Hintergrund der ursprünglichen Herkunft der Daten betrachtet. Bei dem siebten Zeitraum handelt es sich um Ereignisse, die online registriert und direkt in den Katalog übertragen werden. Die sechs Zeiträume sind in der folgenden Tabelle zusammengestellt.

Tab. 1: Unterteilung der Zeiträume für den Hessischen Erdbebenkatalog bis Ende 2014.

Zeitraum	Zeit	Aufzeichnungsart
Historisch 1:	800–1700	Chroniken
Historisch 2:	1701–1900	Zeitungen
Instrumentell 1 (analog):	1901–1950	Seismogramme
Instrumentell 2 (analog):	1951–1975	Seismogramme
Instrumentell 1 (digital):	1976–1995	Seismogramme digital
Instrumentell 2 (digital):	1996–2014	Seismogramme digital

In der gesamten Tabelle wurde jedem Eintrag eine laufende Nummer zugeteilt. Darüber hinaus wurde eine Ereignisnum-

mer vergeben um zusammengehörige seismische Ereignisse zu detektieren aber auch um mehrfach aufgenommene Ereignisse aus allen Katalogen zu identifizieren. Dies erleichtert die spätere Sichtung der Daten oder falls noch neuere Daten dazukommen. Als Kriterien wurden festgelegt:

Tab. 2: Vergleichskriterien der jeweiligen Zeiträume für den Hessischen Erdbebenkatalog bis Ende 2014.

Datum	Zeitunterschied	Unterschied des Epizentrum [°]
Abschnitt 1: 800–1700	1 Tag	–
Abschnitt 2: 1701–1900	1 Stunde	–
Abschnitt 3: 1901–1950	≤ 30 sec	≤ 0,5
Abschnitt 4: 1951–1975	≤ 30 sec	≤ 0,5
Abschnitt 5: 1976–1995	≤ 5 sec	≤ 0,1
Abschnitt 6: 1996–2014	≤ 5 sec	≤ 0,1

Diese Kriterien (Zeitunterschied und Unterschied des Epizentrums) lehnen sich an den Schweizer Erdbebenkatalog ECOSD-09, Earthquake Catalogue of Switzerland, Release 2011 (FÄH et al. 2011) an.

6 Priorisieren einzelner Erdbebenereignisse aus verschiedenen Datenquellen für das Bundesland Hessen

Die **Auswahlkriterien bzw. Regeln** wurden für die sechs Zeitabschnitte unterschiedlich festgelegt, da die Daten von den einzelnen Diensten zu verschiedenen Zeitpunkten verfügbar waren. Dabei wurde in den ersten drei Abschnitten vorwiegend Priorität auf den Katalog Ahorner, Leydecker und das Biblis-Gutachten gelegt, da diese die größte Datendichte haben aber auch oft von anderen Diensten übernommen wurden. Orte und Magnituden des Ahornerkataloges haben Priorität vor Leydecker, da diese von Leydecker übernommen wurden. Das Biblis-Gutachten wurde speziell in den Fokus gerückt, da zusätzlich nochmal alte Daten aufgearbeitet wurden und zusätzliche Magnituden berechnet wurden.

Regeln für diesen Katalog:

Abschnitt 1 (Jahre 800–1700): 1. Ahorner vor
2. Leydecker vor
3. GFZ

d.h. beispielhaft hat hier Ahorner Priorität vor Leydecker und Leydecker vor GFZ.

Abschnitt 2 (Jahre 1701–1900): 1. Biblis
2. Ahorner
3. Leydecker
4. GFZ
5. Frankfurt

Abschnitt 3 wurde nochmal aufgeteilt in „bis 1969“ und „ab 1970“, was an der Zeit der Ereignisabdeckung verschiedener Quellen liegt:

Abschnitt 3 (Jahre 1901–1969): 1. Biblis
2. Ahorner
3. Leydecker
4. GFZ
5. Frankfurt

Abschnitt 4 (ab 1970–1975): 1. Bonjer
2. Biblis
3. Ahorner
4. Leydecker
5. GFZ
6. Frankfurt

Abschnitt 5 (Jahre 1976–1995):

Für den vierten Abschnitt muss eine detailliertere Untersuchung der Daten erbracht werden, um eine Priorisierung der unterschiedlichen seismischen Dienste und Gutachten zu gewährleisten. Hierzu wurden nochmal alle Daten gesondert dargestellt und im Bereich $7,7^{\circ}$ – 9° E und $49,5^{\circ}$ – $50,5^{\circ}$ N genauer betrachtet.

Dieser Zeitraum wird von Daten von BNS, Bonjer, Frankfurt, Leydecker, Biblis und Ahorner abgedeckt. Da Leydecker und Biblis hauptsächlich Daten der anderen Dienste übernommen haben und Ahorner nur Starkbeben beschrieben hat, beschränkt sich die Auswahl der Priorisierung auf BNS, Bonjer und Frankfurt.

Lagen Daten von all diesen drei Diensten im Zeitraum 1976–1995 vor, wurden diese (28 Ereignisse) ausgewählt und verglichen. Bei diesen Daten wurden die Lokalmagnituden (Abb. 3) und die geographischen Koordinaten verglichen

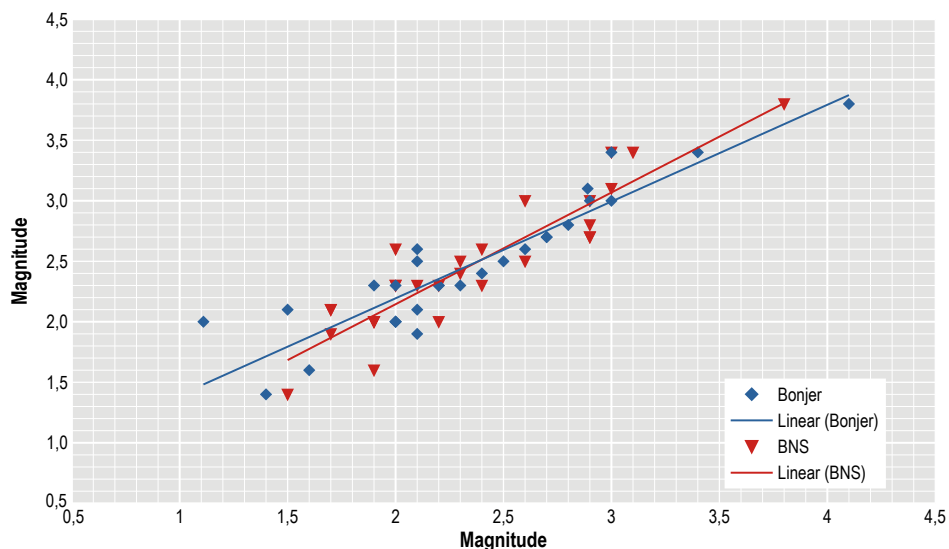


Abb. 3: Gegenüberstellung der Lokalmagnituden der Universitäten Köln (BNS), Karlsruhe (KIT) jeweils mit den Daten von Frankfurt.

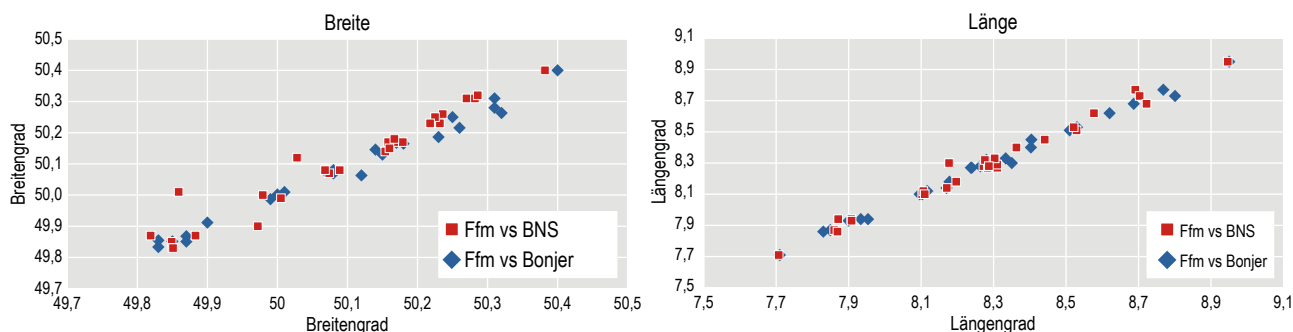


Abb. 4: Vergleich der geographischen Koordinaten der Erdbebenaufzeichnungen der Universitäten Köln (BNS), Karlsruhe (KIT) und Frankfurt (Abb. 4a, Längengrad und 4b Breitengrad).

(Abb. 4a und 4b) um Rückschlüsse auf systematische Abweichungen bei den Magnituden oder den Koordinaten beobachten zu können.

Bei dem Vergleich der drei Dienste untereinander waren keine eindeutigen systematischen Abweichungen zu erkennen, sodass alle Daten als gleichwertig gut eingestuft werden können.

Regeln für Abschnitt 5 (1976–1995): Um eine Priorisierung vorzunehmen, werden die Daten der jeweils regional vorherrschenden Stationen der Dienste verwendet. Das heißt im Rhein-Main-Gebiet werden die Frankfurter Daten priorisiert. Im Bereich Mittelrhein werden die Daten von BNS favorisiert und im südlichen Hessen/Baden-Württemberg werden die Daten von Bonjer ausgewählt.

Generell gilt:

Priorität 1: BNS, Bonjer, Frankfurt (je nach regional vorherrschenden Stationen, siehe unten).

Priorität 2: Leydecker

Priorität 3: Ahorner

Priorität 4: GFZ

Im Einzelnen:

Frankfurt: 8° – 10° E Länge und $49,75^{\circ}$ – 51° N Breite

BNS: $< 8^{\circ}$ E Länge und 49° – 51° N Breite

Bonjer: alles südlich $49,75^{\circ}$ N und östlich 8° E

Ausnahmen:

- Wenn Ereignisse nur Daten von BNS und Bonjer haben und BNS keine Lokalmagnitude hat werden die Daten von Bonjer genommen.
- Wenn keine Daten des Dienstes im vorgegebenen Koordinatenrahmen vorhanden sind, werden die Daten des Dienstes genommen der den Ereignis-Koordinaten am nächsten liegt (z. B. wenn im Raum Frankfurt nur Daten von BNS und Bonjer vorhanden sind, werden die Daten von Bonjer genommen).

Abschnitt 6 (1996–2014): Für diesen Abschnitt wird eine ähnliche Vorgehensweise wie für Abschnitt 5 vorgeschla-

gen. Für den Zeitraum 1996–2014 werden die Daten der jeweils regional vorherrschend liegenden Stationen der Dienste genommen. D.h. im Rhein-Main-Gebiet werden die Daten des HED und der Universität Frankfurt (ab 2010 aus dem Projekt MonaSeis und dem Projekt SiMoN) verwendet. Im Bereich Mittelrhein werden die Daten des Kataloges aus Bensberg favorisiert und im südlichen Hessen/Baden-Württemberg werden die Daten von Rheinland-Pfalz (Erdbebendienst Südwest) ausgewählt.

Generell gilt:

Priorität 1: BNS, LED bzw. Rheinland-Pfalz (Erdbebendienst Südwest), Frankfurt (bis Ende 1997 und MonaSeis, 2010–2011 bzw. SiMoN ab 2012) und HED

Priorität 2: Leydecker bzw. BGR, instrumenteller Katalog

Priorität 3: Ahorner

Priorität 4: GFZ

Im Einzelnen:

Frankfurt: 8° – 10° E Länge und $49,75^{\circ}$ – 51° N Breite

BNS: $< 8^{\circ}$ E Länge und 49° – 51° N Breite

Erdbebendienst Südwest: alles südlich $49,75^{\circ}$ N und östlich 8° E

HED: 8° – 10° E Länge und $49,75^{\circ}$ – 51° N Breite

Ausnahmen:

- Wenn Ereignisse nur Daten von BNS und Bonjer haben und BNS keine Lokalmagnitude hat werden die Daten von Bonjer genommen. Da die Daten von Bonjer nur bis 1997 vorliegen, gilt dies nur bis 1997.
- Wenn keine Daten des Dienstes im vorgegebenen Koordinatenrahmen vorhanden sind, werden die Daten des Dienstes genommen der den Ereignis-Koordinaten am nächsten liegt (z. B. wenn im Raum Frankfurt nur Daten von BNS und Erdbebendienst Südwest vorhanden sind, werden die Daten von Erdbebendienst Südwest genommen).

2015 bis heute: Ab Ende 2015 werden die Daten des HED direkt in den Katalog eingepflegt. Somit ist der Katalog aktuell immer abrufbar.

7 Darstellung der Ergebnisse

In Abb. 5 ist der gesamte seismische Katalog Hessen in Kartenform dargestellt. Sie ist die häufigste Anwendung für den seismischen Katalog Hessen, die auch auf der Webseite des HLNUG zu finden ist. In Abb. 5 sind außerdem die aus der Gefährdungsabschätzung abgeleiteten Linien gleicher Intensitätsstärke hinterlegt. Sie wurden im Jahr 1998 für die sogenannten DACH-Staaten (Deutschland, Österreich und Schweiz) als Erdbebengefährdungskarte veröffentlicht und auf Hessen übertragen (GRÜNTAL et al. 1998). Die für Hessen be-

rechneten Intensitäten von VI–VII (Makroseismische Intensitätsskala EMS-98 in European Macroseismic Scale, GRÜNTAL 1998) können danach in einer Zeitspanne von 50 Jahren mit einer Wahrscheinlichkeit von 10 % auftreten oder überschritten werden. Die Intensitäten sind nicht mit den Erdbebenmagnituden (M_L = lokale Magnitude) zu verwechseln, die in Abb. 5 als einzelne rote Punkte dargestellt werden und jeweils ein Ereignis darstellen.

Die Erdbebenaktivität in Hessen konzentriert sich vor allem

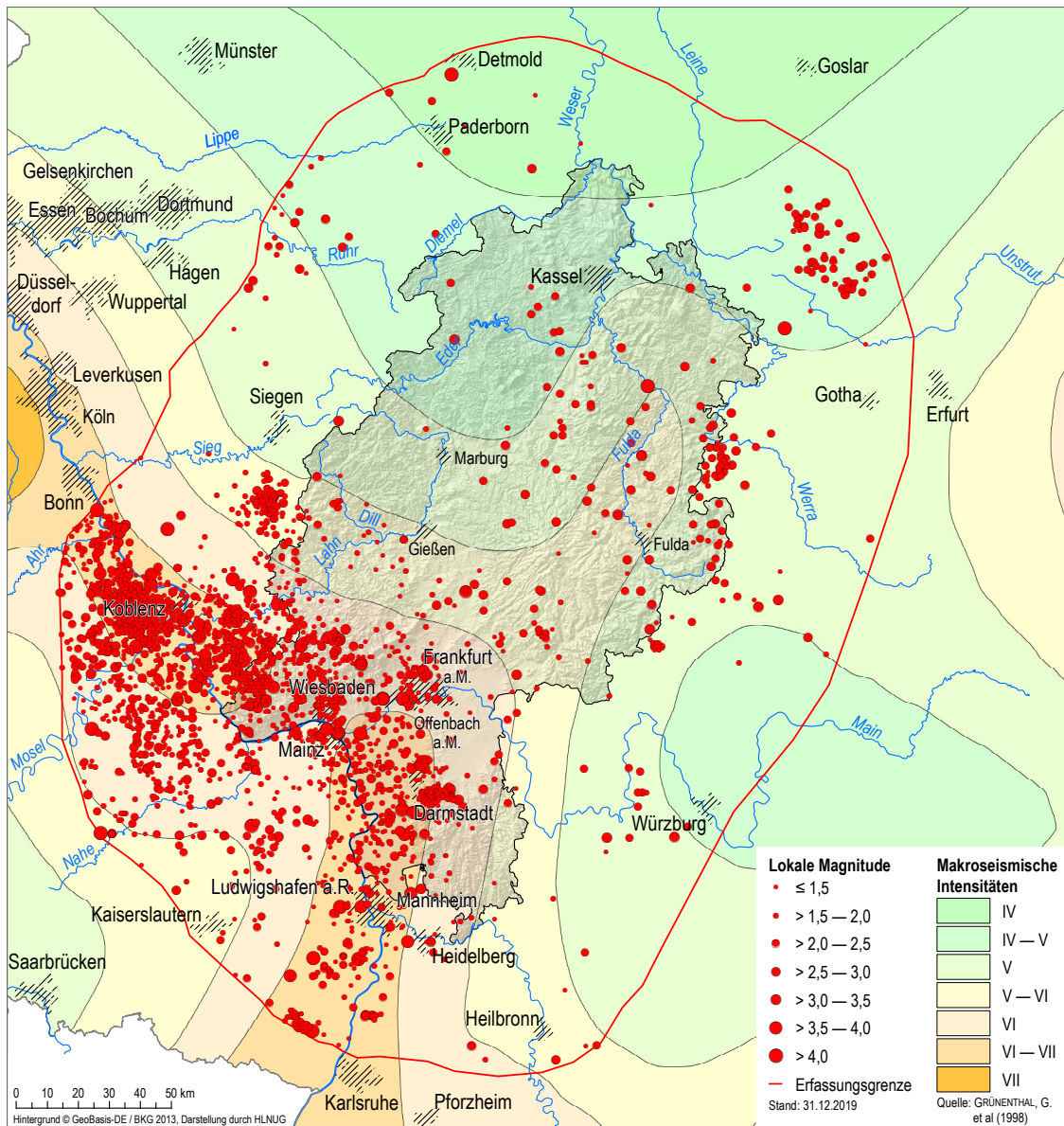


Abb. 5: Darstellung der vorhandenen Erdbebenaten des Hessischen Erdbebenkataloges mit 50 km Rand (rote Linie) um Hessen. Hinterlegt sind die aus der Gefährdungsabschätzung abgeleiteten Linien gleicher Intensitätsstärke.

auf Südhessen, wo das ganze Jahr zahlreiche schwache Erdbeben unterhalb der Fühlbarkeitsschwelle registriert werden. Daneben erinnern aber auch immer wieder schwach fühlbare Beben daran, dass der nördliche Teil des Oberrheingrabens, Taunus und Odenwald tektonisch noch nicht völlig zur Ruhe gekommen ist. Entlang des Mittelrheintals, wird eine weitere Erdbebenhäufung festgestellt.

Neben den Bereichen in Südhessen sind im Raum um Fulda selten Erdbeben zu spüren. Hier ist das Erdbeben von Rotenburg im Jahr 1767 mit einer Magnitude von 5,2 herauszuheben (MEADOW 2001). Allerdings fallen die vielen Ereignisse an der Grenze zu Thüringen auf, bei den es sich zum Teil um zerstörerische Bergschläge handelt, mit dem Höhepunkt 1989 bei Völkershäusen mit einer Magnitude von 5,6 (LEYDECKER et al. 1998). Ansonsten findet man in Nordhessen fast keine Ereignisse.

Die seismische Aktivität im Oberrheingraben ist nicht nur auf die Grabenrandstörungen beschränkt, sondern füllt den gesamten Graben aus. Diese aktive Region (siehe Abb. 6, Aus-

schnitt aus Abb. 5) hat ihre Schwerpunkte von Süden her betrachtet in den Bereichen Groß-Gerau, Darmstadt, Frankfurt/Offenbach, Wiesbaden, Bad Schwalbach (an der Grenze zu Rheinland-Pfalz), Idstein und in der Wetterau (Horloff-Graben).

Groß-Gerau: Herausragend war in dieser Region der sogenannte Erdbebenschwarm von Groß-Gerau (LANDSBERG 1931, KRACHT et al. 2014). Bei diesem Erdbebenschwarm waren einige für hessische Verhältnisse starke Ereignisse von Groß-Gerau bis in den Odenwald in den Jahren 1869 bis 1871 zu spüren. Insgesamt wurden etwa 2000 Erdstöße beobachtet.

Darmstadt: Südwestlich von Darmstadt bei Ober-Ramstadt kam es zu einer Erdbebenserie und zu dem seit mehr als 20 Jahren stärksten Erdbeben am 17. Mai 2014 mit einer Magnitude von 4,2. Da dieses Beben sehr flach war (in einer Tiefe von 4,3 km, HOMUTH & RÜMPKER 2017), wurde es von der Mehrheit der Bevölkerung zum Teil bis in den Stuttgarter Raum

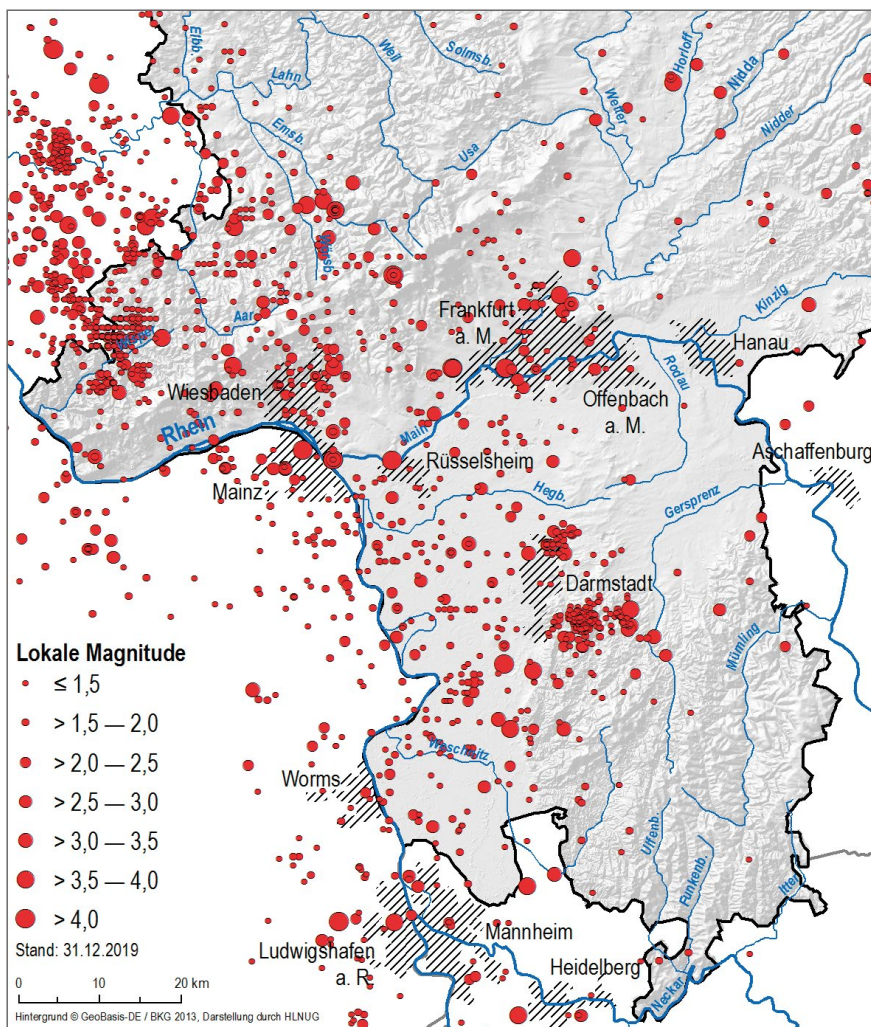


Abb. 6: Hessens aktive Region (Ausschnitt aus Abb. 5) hat ihre Schwerpunkte von Süden her betrachtet in den Bereichen Groß-Gerau, Darmstadt, Frankfurt/Offenbach, Wiesbaden, Bad Schwalbach (an der Grenze zu Rheinland-Pfalz), Idstein und in der Wetterau (Horloff-Graben).

wahrgenommen. Bis Ende 2019 wurden ca. 500 Beben vom HED registriert und auch die Intensitäten anhand von ausgefüllten Fragebogen bestimmt. In diesem Zusammenhang kam es auch zu Schäden (SCHWARZ et al. 2015) in Ober-Ramstadt.

Neben diesen Bereich findet man nördlich von Darmstadt ein Gebiet mit einer räumlichen Häufung von Beben, die aber wesentlich tiefer anzutreffen sind als in Ober-Ramstadt (siehe Abb. 7).

Frankfurt/Offenbach: Im Raum Frankfurt/Offenbach ereignen sich immer wieder Erdbeben, die zum Teil schon in Chroniken beschrieben werden. Die letzten stärkeren Beben die auch von vielen Bewohnern in Frankfurt gespürt wurden, fanden am 26. und 29. Mai 1990 (BAIER 1995; M_L 3,8 und 3,5). Das Erste der beiden Ereignisse wurde besonders in Kaufhäusern wahrgenommen, da es in der Mittagszeit an einem Samstag stattfand. Auffällig in Abb. 6 sind auch die Beben, die wie “an einer Schnur aufgezogen sich von Frankfurt weg bewegen”. Ausführlich werden auch von BERCKHEMER (1964) zwei Beben am 10.11.1950 und am 10.2.1964 in Offenbach beschrieben.

Wiesbaden: BERCKHEMER (1967) beschreibt auch mehrere spürbare Beben unter Wiesbaden und weist auch auf fünf ältere Beschreibungen aus den Jahren 1621 bis 1878 hin. In diesem Bereich bis nach Mainz (siehe auch SAVORIC 1998) treten immer wieder Erdbeben auf.

Bad Schwalbach: In der Region zwischen Bad Schwalbach zur Grenze nach Rheinland-Pfalz treten seit 2018 immer wieder kleine und tiefe Erdbeben auf. Vergleicht man die Erdbebenbeteiligung bei Bad Schwalbach mit der bei Ober-Ramstadt, so fällt auf, dass hier ein klares stärkeres Hauptereignis fehlt. Hierbei handelt es sich im Gegensatz zu der Erdbebenserie im Odenwald um Erdbebenschwärme (HOMUTH 2020). SAVORIC (1998) beschreibt auch einen vergleichbaren Erdbebenschwarm in der Nähe bei Presberg im November 1993.

Idsteiner Senke: Bei der Idsteiner Senke handelt es sich um eine weitere aktive Erdbebenregion in Hessen. Hier gab es, wie im Erdbebenkatalog zu finden ist, immer wieder Erdbeben. Das stärkste ereignete sich am 29. November 1997 mit einer Magnitude von 4,0 (SAVORIC 1998). Da dieses Beben sehr flach mit einer Tiefe des Epizentrums von 3 km war, war es deutlich in Südhessen zu spüren.

Wetterau: Im Jahr 1975 am 4. November ereignete sich ein Erdbeben der Magnitude von 3,6 bei Echzell in der Wetterau, am Rande des Horloff-Grabens (NEUGEBAUER & TOBIAS 1977). Die Region wurde immer als seismisch inaktiv beschrieben, allerdings gibt es Hinweise aus Beschreibungen der Brunnenanlagen in Bad Nauheim, dass hier durch mögliche Erdbeben zum Teil diese versiegt sind (Anfang des 20. Jahrhunderts).

Die grafische Darstellung des seismischen Katalog Hessen zeigt, wo es zu einer Häufung von Ereignissen in welcher Tie-

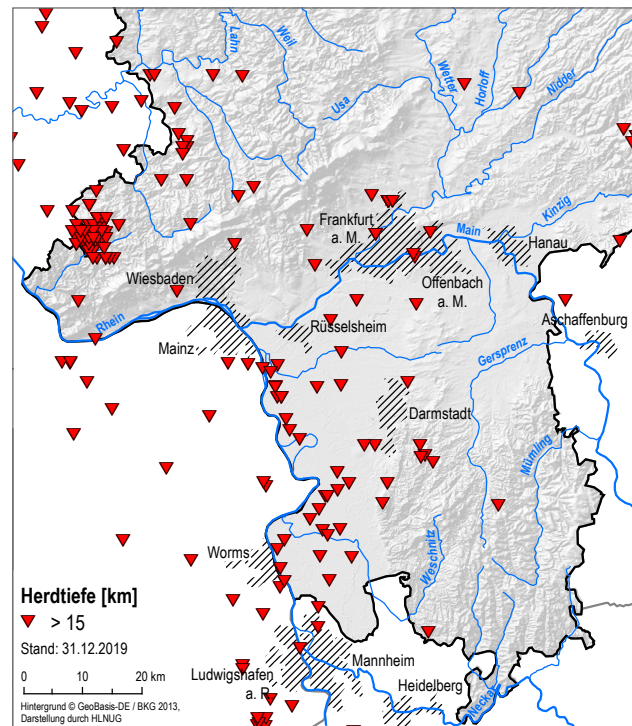
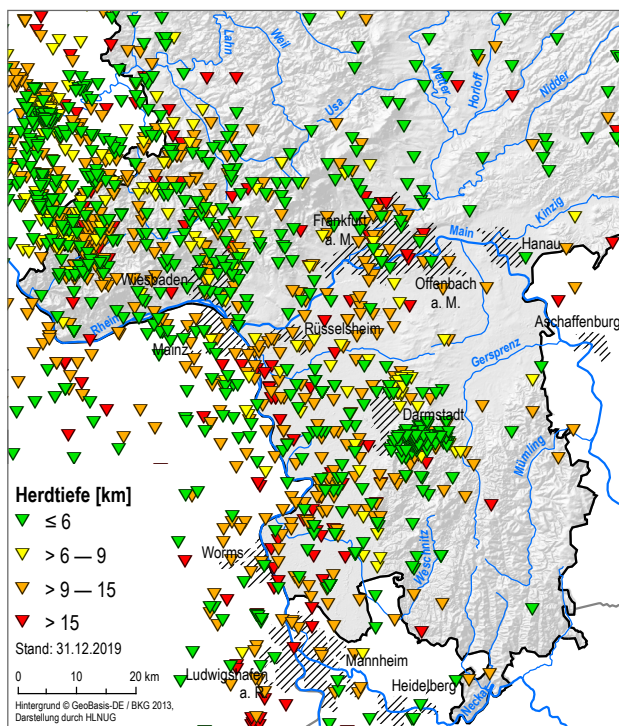


Abb. 7: Darstellung der Tiefenverhältnisse des Hessischen Erdbebenkataloges für den Bereich Südhessen (Ausschnitt aus Abb. 5).

fe kommt. Betrachtet man nur in Hessens aktiver Region (siehe Abb. 7, Ausschnitt aus Abb. 5) die Schwerpunkte, so zeigt sich, dass in den Bereichen Darmstadt und Wiesbaden die Ereignisse eher flach (bis 6 km Tiefe) bis tiefer (6–9 km Tiefe) liegen. Im Bereich Frankfurt/Offenbach bzw. in der Idsteiner Senke treten die Beben eher mitteltief (9–15 km Tiefe) bis tief (15 km und tiefer) auf. Bei Bad Schwalbach (an der Grenze zu Rheinland-Pfalz) liegen die Beben eher im tiefen Bereich. Hinter der

Grenze in Rheinland-Pfalz clustern die Beben eher im mitteltiefen Bereich. Das heißt hier finden sich flachere Verhältnisse. Im Westen des hessischen Oberrheingrabens folgen die tieferen Ereignisse deutlich einer Linie von Süden nach Norden bzw. einer weiteren Linie die dem Rhein folgt und bei Worms in Richtung Darmstadt abknickt. Die Tiefenlage der Epizentren hat entscheidende Auswirkung auf die Spürbarkeit bzw. eventuelle Schäden durch die Ereignisse.

8 Schlussfolgerungen und Ausblick

In diesem Kapitel werden die Anwendungen eines Erdbebenkataloges und noch offene Punkte sowie mögliche Erweiterungen des Hessischen Erdbebenkataloges besprochen. Damit wird die Frage aufgeworfen und beantwortet: Wozu braucht man einen Erdbebenkatalog?

Der seismischen Katalog Hessen wurde bereits für viele Fragenstellungen genutzt:

Fragestellungen zur Erdbebengefährdung und sicheres Bauen werden in der DIN 4149 und den dazugehörigen Karten auf Bundeslandebene (HLUG 2007, KRACHT et al. 2009) abgearbeitet, wobei hier der Hessische Erdbebenkatalog ein wichtiges Handwerkszeug ist.

Allgemein gesagt überschneiden sich die Fragen zur Bewirtschaftung des tiefen Untergrundes immer mit der Betrachtung von natürlichen und damit auch hinzu induzierten Erdbeben (BARTH et al. 2015). Induzierte Erdbeben sind durch menschlichen Eingriff hervorgerufene Ereignisse. Bei der bundesweiten Fragestellung zur möglichen Speicherung von CO₂ wurde der Hessische Erdbebenkatalog mit einbezogen (KÖTT & KRACHT 2009, 2011).

Im Zusammenhang mit der Entwicklung von tiefen Geothermieprojekten, wie z.B. Hessen 3D (ARNDT et al. 2011 sowie BÄR et al. 2011), wurden die Daten des Hessischen Erdbebenkataloges mit betrachtet. Er war damit eine der Grundlagen für das Projekt SiMoN (KRACHT & KÖTT 2016), bei dem die mögliche induzierte Seismizität im Zusammenhang mit der Gewinnung von Erdwärme eines Tiefengeothermieprojektes beobachtet und begleitet wurde.

Neben Stellungnahmen zu Fragen der Sicherheit von großen Bauwerken bzw. Bauvorhaben wie Hochhäuser, sensible Bauten (Krankenhäuser, Schulen oder Serverzentren) sowie tiefer Bergbau, Stauanlagen, Windenergieanlagen oder große Stromtrassen, um nur einige zu nennen, kann mit einer Abfrage schnell im Katalog recherchiert werden, wo in einer definierten Umgebung Erdbeben aufgetreten sind (z.B. FRITSCHÉ et al. 2014).

Welche offenen Arbeiten stehen beim Hessischen Erdbebenkatalog noch an?

Für eine weitere Recherche zu älteren Erdbebenschwärmern wie der von Groß-Gerau (2.10.1869 bis 19.1.1873) kann der Katalog die Grundlage bilden.

Eine Unterscheidung zwischen natürlichen und anthropogen induzierten Erdbeben ist in diesem Stadium des Kataloges noch nicht erfolgt. Damit sind Bergschläge, wie sie in Nordhessen schon eine große Rolle gespielt haben noch nicht detailliert eingearbeitet. In Abb. 5 stechen einige Bereiche mit vielen Ereignissen heraus: Die beiden Kalisalzabbaugebiete im Nordosten sowie im Südwesten die Gegend bei Landau. Außerdem wird derzeit der Fragestellung nachgegangen, ob es sich im Nordwesten von Hessen bei einigen Ereignissen möglicherweise um Steinbruchsprengungen gehandelt hat, was Archivarbeit beinhaltet. Mit Archivarbeit werden auch Lücken geschlossen, wenn eine Berichterstattung für untergeordnete Erdbeben nicht ausreichend erfolgt ist, weil andere eingreifende Ereignisse wie Naturkatastrophen, Wirtschaftskrisen, Pandemien oder Kriege das tägliche Leben bestimmten. Als Beispiel wären Arbeiten zu historischen hessischen Erdbeben am Krefeldkatalog zu nennen (LEHMANN & KRACHT 2015) oder ausführliche Studien zu wichtigen Erdbeben, wobei hier die Beben in Mainz (in den Jahren 858 und 1080), sowie Rotenburg (Fulda, im Jahre 1767) und Lorsch (im Jahr 1871) zu erwähnen (HAMMERL 2015) sind.

Wie Tabelle 3 zeigt, verfügen nicht alle Quellen über ausgewertete Magnituden bzw. Intensitäten. Oft liegt nur einer der beiden Werte vor, sodass eine grafische Darstellung nur einen der Werte zeigt. In Abb. 8, wo nur die Intensitäten des Hessischen Erdbebenkataloges für den Bereich Südhessen dargestellt sind, zeigt sich ein ähnliches Bild wie in Abb. 6, nur nicht so aktuell und detailliert. Bei älteren Erdbeben bis in die 50er Jahre des letzten Jahrhunderts wurden oft nur die Auswirkungen der Beben, also die Intensität, betrachtet. Damit ist das Bild in Bezug auf die Magnitudenbetrachtung lückenhaft (siehe Tabelle 3). Eine Umrechnung der Magnitude in Intensitäten oder umgekehrt ist prinzipiell möglich, aber mit großer Ungenauigkeit und Annahmen verbunden. Für die älteren

starken Ereignisse ist dies eine lohnende Aufgabe. Ähnliches gilt auch für die Berechnung der Tiefe der Epizentren. Bei den älteren Erdbebenaufzeichnungen wurde die Tiefe nicht berechnet (siehe Tabelle 3; fehlende Werte, n.b. = nicht bekannt).

Für welche Fragestellungen kann der Hessische Erdbebenkatalog auch in Zukunft genutzt werden?

Weiterhin ist es möglich, den zeitlichen und örtlichen Verlauf von Erdbebenserien und Schwärmen, wie sie in Hessen vorkommen, darzustellen. Auf der Homepage des HLNUG gibt es eine Filmdarstellung über den jährlichen Verlauf seit 1950. Dies könnte auch für kleinere Zeiträume, in denen sich Erdbebenserien oder Schwärme ereignet haben, erfolgen, um die Systematik der Verläufe besser verstehen zu können (wie z. B. der Erdbebenschwarm von Groß-Gerau vom 2.10.1869 bis 19.1.1873).

Betrachtungen der Seismizität von einzelnen Strukturräumen in Hessen sowie Betrachtungen der Seismizität von Vorhaben im tiefen Untergrund können aus dem Katalog abgeleitet werden, was z. B. auch für die Standortsuche im Zusammenhang mit der Endlagerungsfrage genutzt werden sollte.

Im Zusammenhang mit Modellierungen von Strukturräumen wird der Erdbebenkatalog immer wieder zu Rate gezogen (KRACHT et al. 2010, FREYMARK et al. 2016), wie dies auch im Zusammenhang mit der Weiterentwicklung der DIN 4149 (2005) zu einer neuen nationalen Erdbebennorm (EUROCODE 8, DIN EN 1998-1) der Fall ist.

Der Hessische Erdbebenkatalog kann auf Nachfrage beim Hessischen Erdbebendienst bezogen werden. Im Zuge des neuen Geologiedatengesetzes wird er außerdem immer halbjährlich aktualisiert im Geologie-Viewer des HLNUG zur Verfügung gestellt (<https://www.hlnug.de/themen/geografische-informationssysteme/geodienste>).

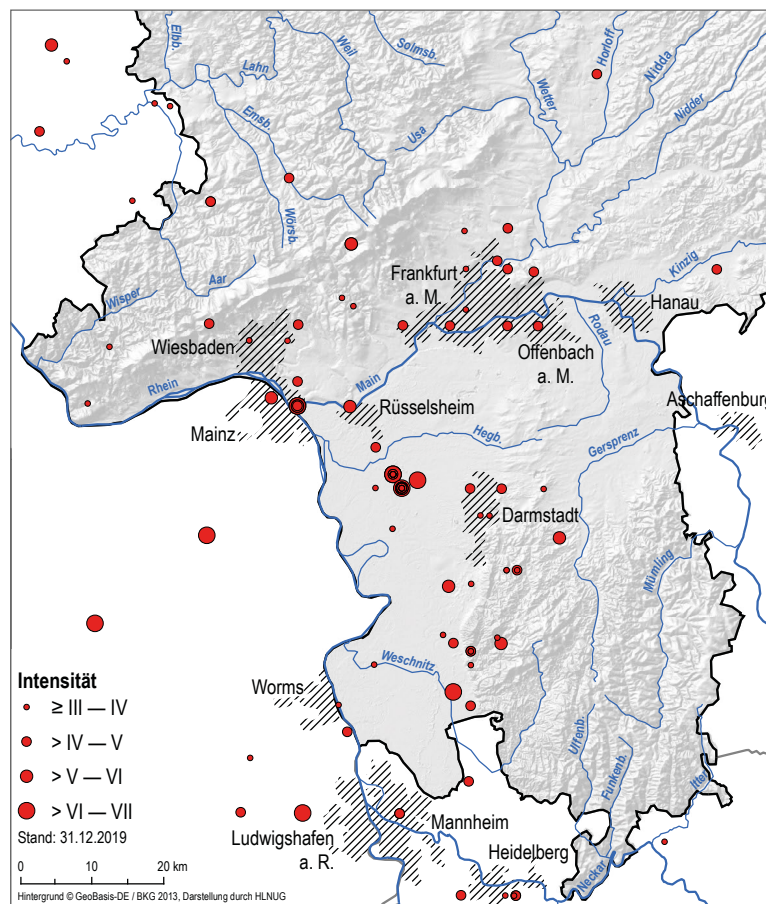


Abb. 8: Darstellung der Intensitäten des Hessischen Erdbebenkataloges für den Bereich Südhessen (Ausschnitt aus Abb. 5).

Tab. 3: Ausschnitt aus dem seismischen Katalog Hessen.

Jahr	Monat	Tag	Uhrzeit	geogr. Breite	geogr. Länge	Tiefe [km]	M _L	Intensität	Ort
1906	9	1	05:08:00.00	50,3000	7,7000	n.b.	3,90	5,00	Braubach
1906	9	3	05:30:00.00	50,0000	7,9000	n.b.	3,50	4,00	Bingen
1928	6	19	21:25:00.00	50,4500	7,4500	7,00	3,80	5,50	Neuwied
1930	1	22	20:44:00.00	50,1000	8,1300	2,00	3,70	5,00	Schlangenbad
1933	1	15	22:30:00.00	50,5000	9,5667	1,00	n.b.	4,50	Fulda
1935	1	17	13:30:00.00	50,0333	7,3000	n.b.	n.b.	5,00	Blankenrath
1935	1	18	12:53:00.00	49,9833	7,5333	n.b.	n.b.	4,00	Simmern
1936	4	1	01:50:00.00	49,4667	9,0000	n.b.	n.b.	4,00	Eberbach
1937	10	20	04:58:00.00	50,3700	7,4200	8,00	3,80	4,50	Ochtendung
1937	11	20	05:00:00.00	50,5400	7,3000	n.b.	3,50	5,00	Brohl
1939	4	22	15:03:00.00	49,7500	8,1700	n.b.	3,50	n.b.	Alzey
1939	7	21	13:04:00.00	50,4400	7,8200	13,00	4,70	5,50	Montabaur
1941	9	3	23:27:00.00	49,3500	8,2000	5,00	4,10	5,00	Neustadt
1943	4	21	09:00:00.00	51,1100	10,7000	n.b.	n.b.	3,50	Mühlhausen
1949	11	4	00:03:00.00	50,3900	7,3300	8,00	3,80	4,50	Niedermendig
1950	4	5	03:50:00.00	51,3333	10,6833	1,00	n.b.	5,00	Sondershausen
1950	11	13	18:21:00.00	50,1000	8,7000	n.b.	n.b.	4,50	Frankfurt
1951	3	14	03:45:00.0	51,2100	10,4500	n.b.	n.b.	3,00	Mühlhausen
1952	2	24	21:25:30.00	49,5000	8,3170	8,00	5,10	7,00	Worms
1952	5	6	23:38:00.00	50,2800	8,2800	n.b.	4,00	5,00	Idstein

9 Schriftenverzeichnis

- ALONSO, Y., BARTH, A., LEHMANN, K. & WENZEL, F. (2016): Neubewertung des historischen Schadensbebens von 1735 im Westerwald. – Mainzer geowiss. Mitt., **44**: 47–62; Mainz.
- ARNDT, D., BÄR, K., FRITSCHKE, J.-G., KRACHT, M., SASS, I. & HOPPE, A. (2011): 3D structural model of the Federal State of Hesse (Germany) for geo-potential evaluation. – ZDGG, **162** (4): 353–369; Stuttgart (Schweizerbart).
- BÄR, K., ARNDT, D., FRITSCHKE, J.-G., GÖTZ, A. E., KRACHT, M., HOPPE, A. & SASS, I. (2011): 3D-Modellierung der tiefeingethermischen Potenziale von Hessen – Eingangsdaten und Potenzialausweisung. – ZDGG, **162** (4): 353–369; Stuttgart (Schweizerbart).
- BAIER, B., BLUM, R. & STOLL, D. (2003): Der Hessische Erdbebendienst, ein neues Lokalnnetz. – DGG Mittlg. Nr. **2**/2003: 8–10; Hamburg.
- BAIER, B. (1995): Erdbeben in Deutschland 1990, Berichte der deutschen seismologischen Observatorien mit dem Katalog wichtiger Weltbeben, herausgegeben von der BGR. – 26–28; Hannover (Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe).
- BARTH, A., SCHMIDT, B., JOSWIG, M., BAISCH, S., FRITSCHEN, R., GAUCHER, E., KRACHT, M., LEHMANN, K., RÜTER, H., SCHLITTENHARDT, J., SPIES, T. (2015): Empfehlungen zur Erstellung von Stellungnahmen zur seismischen Gefährdung bei tiefeingethermischen Projekten. – DGG Mitteilungen **1**/2015: 5–7; Hamburg.
- BERCKHEMER, H. (1964): Das Erdbeben vom 10.2.1964 in Offenbach a. Main. – Notizblätter des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung zu Wiesbaden, **92**: 255–260; Wiesbaden.
- BERCKHEMER, H. (1967): Die Erdstöße in Wiesbaden am 4. Januar 1967. – Notizblätter des Hessischen Landesamtes für Bodenforschung zu Wiesbaden, **95**: 213–216; Wiesbaden.
- DIN 4149 (2005): Bauten in deutschen Erdbebengebieten – Lastannahme, Bemessung und Ausführung üblicher Hochbauten. – 82 S.; Berlin (Beuth).
- FÄH, D., GIARDINI, D., KÄSTLI, P., DEICHMANN, N., GISLER, M., SCHWARZ-ZANETTI, G., ALVAREZ-RUBIO, S., SELLAMI, S., EDWARDS, B., ALLMANN, B., BETHMANN, F., WÖSSNER, J., GASSNER-STAMM, G., FRITSCHKE, S., EBERHARD, D. (2011): ECOS-09 Earthquake Catalogue of Switzerland Release 2011 Report and Database, Public catalogue, 17.4.2011; Swiss Seismological Service Zurich (Report SED/RISK/R/ 011/20110417).

- FREYMARK, J., SIPPEL, J., SCHECK-WENDEROTH, M., BÄR, K., STILLER, M., FRITSCH, J.-G., KRACHT, M. (2016): The deep thermal field of the Upper Rhine Graben. – *Tectonophysics*, 694: 114–129; <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2016.11.013>
- FRITSCH, J.-G., BRODSKY, J., HEGGEMANN, H., HOFFMANN, M., HOTTENROTT, M., KRACHT, M., REISCHMANN, T., ROSENBERG, F. & SCHLÖSSER-KLUGER, I. (2014): Geologische und hydrologische Bewertung zur geplanten Aufsuchung nicht-konventioneller Kohlenwasserstofflagerstätten in Hessen – SDGG, Heft **85**, Seite 512, Tagungsband zur GeoFrankfurt 2014 – Dynamik des Systems Erde/Earth Systems Dynamics; Stuttgart (Schweizerbart).
- GRÜNTAL, G. (ed.): European Macroseismic Scale 1998. – *Chahiers du Centre Européen de Géodynamique et de Séismologie*, **15**: 99 S.
- GRÜNTAL, G., MAYER-ROSA, D. & LENHARDT, W.A. (1998): Abschätzung der Erdbebengefährdung für die D-A-CH-Staaten – Deutschland, Österreich, Schweiz. *Bautechnik*. – Jahrg. 75, Heft **10**: 753–767.
- GRÜNTAL, G., WAHLSTRÖM, R. & STROMEYER, D. (2009): The unified catalogue of earthquakes in central, northern, and northwestern Europe (CENEC) – updated and expanded to the last millennium. – *J. Seismo.*, Vol. **13**: 517–541.
- HAHN, L., BÖCKE, T., GUTDEUTSCH, R., HAMMERL, C., HERGERT, P., KAISER, D., KURTH, S., WASSILEW-REUL, C., & WIMMER, J. (1999): Bemessungserdbeben Biblis, Ermittlung des Bemessungserdbebens für den Standort des Kernkraftwerkes Biblis auf der Basis aktueller Daten und Methoden. – Teil 2, Im Auftrag des Hessischen Ministeriums für Umwelt, Landwirtschaft und Forsten; Darmstadt – [unveröffentlicht]
- HAMMERL, C. (2015): Vorstudie zur Neubewertung wichtiger historischer Erdbeben in Deutschland. – Endbericht, BGR; Hannover – [unveröffentlicht]
- Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie (HLUG, Hrsg.) (2007): Planungskarte zur DIN 4149 (2005–04) Erdbebenzonen und geologische Untergrundklassen für Hessen 1:200 000; Wiesbaden.
- HOMUTH, B. (2015): Hochauflösende Erfassung der Seismizität im nördlichen Oberrheingraben: Schwarmbeben, Spannungsregime und Seismische Gefährdung. – Dissertation, Goethe University Frankfurt am Main, 211 S.; Frankfurt a. Main.
- HOMUTH, B. (2020): Mikroseismizität in Hessen – Die Erdbebenserie bei Bad Schwalbach im Taunus. – Jahresbericht 2019 des Hessischen Landesamtes für Naturschutz, Umwelt und Geologie; Wiesbaden.
- HOMUTH, B., RÜMPKER, G. & KRACHT, M. (2014): Mikroseismisches Monitoring im nördlichen Oberrheingraben, die Pilotstudie Mona-Seis. – *Geol. Jb. Hessen* **138**: 15–35, 26 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden.
- HOMUTH, B., RÜMPKER, G., DECKERT, H. & KRACHT, M. (2014): Seismicity of the northern Upper Rhine Graben – Constraints on the present-day stress field from focal mechanisms. – *Tectonophysics*, 632: 8–20; <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2014.05.037>
- HOMUTH, B., RÜMPKER, G. & KRACHT, M. (2014): Mikroseismisches Monitoring im nördlichen Oberrheingraben, die Pilotstudie Mona-Seis. – *Geol. Jb. Hessen* **138**: 15–35, 26 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden.
- HOMUTH, B., RÜMPKER, G., DECKERT, H., ABE, S., JOSWIG, M., BLASCHEK, P. (2016): Verbundprojekt SiMoN: Seismisches Monitoring im Zusammenhang mit der geothermischen Nutzung des nördlichen Oberrheingrabens: Teilprojekt 1: Installation und Betrieb eines Langzeitmonitorings, nanoseismische Messungen, Spannungsfeldanalysen. – Abschlussbericht SiMoN-Teilprojekt 1, DOI: 10.2314/GBV:870295918; <https://www.tib.eu/de/suchen/id/TIBKAT%3A870295918>
- HOMUTH, B. & RÜMPKER, G. (2017): The 2014–2015 earthquake series in the northern Upper Rhine Graben. – *Central Europe. J. Seismol.* **21**: 83; <https://doi.org/10.1007/s10950-016-9584-6>
- KÖTT, A. & KRACHT, M. (2009): Potenziale der CO₂-Speicherung in Hessen – eine Grundlage zur klimafreundlichen geo- und energie-technischen Nutzung des tiefen Untergrundes. – Reihe Umwelt und Geologie, HLUG, 32 Seiten; Wiesbaden.
- KÖTT, A., KRACHT, M. (2011): Möglichkeiten der CO₂-Speicherung in tiefen Aquiferen. – SDGG, Heft **74**: 165–187; Hannover.
- KRACHT, M. (2006): Fünf Jahre Hessischer Erdbebendienst (HED). – Jahresbericht 2005 des Hessischen Landesamtes für Umwelt und Geologie, S. 95–100; Wiesbaden.
- KRACHT, M. (2013): Ein Erdbebenkatalog für Hessen. – Jahresbericht 2012 des Hessischen Landesamtes für Umwelt und Geologie, S. 93–100, Wiesbaden.
- KRACHT, M. (2015): Der seismische Katalog Hessen (SKHe2014). – 75. Jahrestagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft (DGG); Hannover.
- KRACHT, M. & HOMUTH, B. (2018): Der aktuelle seismische Katalog Hessen (SKHe2017). – Tagungsband der 78. Jahrestagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft, S. 118; Leoben.
- KRACHT, M., HOMUTH, B. & LEHMANN, K. (2014): Recent studies on the Northern Upper Rheingraben earthquake series in the late 19th century, Tagungsband zum Kolloquium “Historical earthquakes and macroseismology – historical sources, methods and case studies”. – LGRB, Freiburg.
- KRACHT, M., FRITSCH, J.-G., ARNDT, D., BÄR, K., HOPPE, A. & SASS, I. (2010): 3-D Model of Deep Geothermal Potentials in Hesse – Beiträge zum technischen Workshop „Geopotenziale des tiefen Untergrundes im Oberrheingraben“ (GEORG) 18. Nov. 2010; Freiburg i. Br.; <http://www.geopotenziale.org/workshop>
- KRACHT, M. & KÖTT, A. (2016): Verbundprojekt SiMoN: Seismisches Monitoring im Zusammenhang mit der geothermischen Nutzung des nördlichen Oberrheingrabens: Teilprojekt 2: Öffentliche Bereitstellung der seismischen Daten und Öffentlichkeitskommunikation des Geothermieprojektes Groß-Gerau (Teil 2). – Abschlussbericht SiMoN-Teilprojekt 2, 177 S., Technische Informationsbibliothek.
- KRACHT, M., LEHMANN, K. & SCHMIDT, B. (2009): Die verbindliche Einführung der DIN 4149 2005-04 (Bauten in deutschen Erdbebengebieten) für den Bereich Mittel- und Niederrhein, Tagungsband der 69. Jahrestagung der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft, 288–289; Kiel.
- LANDSBERG, H. (1931): Der Erdbebenschwarm von Groß-Gerau 1869–1871. – *Gerland's Beiträge zur Geophysik* **34**: 367–392; Leipzig.
- LEHMANN, K., KRACHT, M. & SCHMIDT, B. (2008): „Seismic hazard in the Middle and Lower Rhine region – compilation of the German standard DIN 4149 2005-04 to detailed hazard maps for building construction“. – Kolloquium „Seismic Risk 2008 –Earthquakes in North-Western Europe“.
- LEHMANN, K. & KRACHT, M. (2015): Historischer Erdbebenkatalog von Nordrhein-Westfalen und Umgebung – Quellensammlung und Bibliographie. – “Krefeld-Katalog”, Vorläufiger Auszug zur Ergebnisliste – [unveröffentlicht]
- LEYDECKER, G., GRÜNTAL, G. & AHORNER, L. (1998): Der Gebirgsschlag vom 13. März 1989 bei Völkershäusen in Thüringen im Kalibergbauebiet des Werratal – Makroseismische Beobachtungen und Analysen. – *Geol. Jahrbuch*, Reihe E, Heft **55**: 5–24; Hannover.
- LEYDECKER, G. (2011): Erdbebenkatalog für Deutschland mit Randgebieten für die Jahre 800 bis 2008, Deutschlands. – *Geol. Jahrbuch*, Reihe E, Heft **59**: 1–198; Hannover.

- MEIDOW, H. (2001): Das Erdbeben vom 13. April 1767 bei Rotenburg a. d. Fulda. – Mitteilungen der Deutschen Geophysikalischen Gesellschaft, 4/2001: 4–15; Hamburg.
- NEUGEBAUER, H.J. & TOBIAS, E. (1977): A Study of the Echzell/Wetterau Earthquake of November 4. 1975. – J. Geophys. 43: 751–760.
- SAVORIC, S. (1998): Seismizität und Seismotektonik in Hessen. – Dipl.-Arb., Inst. f. Meteorol. u. Geophysik, Univ. Frankfurt a. Main: 93 S.; Frankfurt a. Main – [unveröffentlicht]
- SCHWARZ, J. BEINERSDORF, S., MEIDOW, H., AHORNER, L. (2010): Magnituden orientierter Erdbebenkatalog für deutsche und angrenzende Gebiete. – EK DAG – erweiterter Ahorner-Katalog (Vers. 1.0, März 2010); Weimar (Bauhaus-Universität Weimar, Erdbebenzentrum, EDAC).
- SCHWARZ, J., MAIWALD, H., LEIPOLD, M., LANGHAMMER, T., KRACHT, M., MÜLLER, B. (2015): Das Erdbeben vom 17. Mai 2014 in Südhessen – Ingenieuranalyse der Erdbebenschäden. – Bautechnik 92, Heft 9: 647–659, Ernst & Sohn Verlag für Architektur und technische Wissenschaften; Berlin.
- WERNIG, J. (1983): Seismizitätsuntersuchung am Südrand des Rheinischen Scheldes. – Dipl.-Arb., Inst. f. Meteorol. u. Geophysik, Univ. Frankfurt a. Main: 91 S.; Frankfurt a. Main – [unveröffentlicht]

CHARLOTTE REDLER¹

Die Tiefbohrung Rotenburg HKZ 1001 – Einblicke in das devonische Grundgebirge zwischen Rheinischem Schiefergebirge und Harz

Kurzfassung

Die im Jahr 1995 bis auf 1702 m abgeteufte Bohrung Rotenburg HKZ 1001 durchteufte die mesozoischen Deckgebirgsschichten und erreichte ab einer Teufe von 287,45 m das paläozoische Grundgebirge. Nachdem das Deckgebirge in der Vergangenheit bereits ausführlich beschrieben wurde, wird nun auf die Abfolge des Grundgebirges im Detail eingegangen. Ziel ist die stratigraphische Einstufung der hier erbohrten Gesteine mittels direktem Vergleich mit vergleichbaren Abfolgen des Lahn-Dill-Gebietes. In der Bohrung wurde eine Abfolge von Tonschiefern angetroffen, die zwischen 955–1315 m von einer 360 m mächtigen Serie verschiedener Meta-Vulkanite (und Meta-Vulkaniklastite) unterbrochen wird. Der Fokus der Untersuchungen lag auf den Meta-Vulkaniten. Von diesen wurden ausgewählte Kern- und Spülproben geochemisch auf Haupt- und Spurenelemente analysiert und eine größere Zahl Dünnschliffe untersucht. Die geochemischen Analysen zei-

gen, in Zusammenhang mit petrographischen Untersuchungen, dass sich je nach Betrachtungsweise drei bis vier Typen von Meta-Vulkaniten unterscheiden lassen: Meta-Trachyandesite (im Dünnschliff als Zwei-Feldspat Meta-Vulkanite angesprochen), Meta-Alkalibasalte (Amphibol-freie und -führende Varianten) und Meta-Sub-Alkalibasalte (Amphibol frei). Die Darstellung und der direkte Vergleich der Proben zu denen aus dem Lahn-Dill-Gebiet lässt eine zeitliche Einstufung der Proben in den devonischen vulkanischen Aktivitätszyklus zu. Eine stratigraphische Einstufung der verschiedenen Tonschiefer ist in dieser Studie nahezu nicht möglich. Lediglich deutlich grüne Tonschiefer lassen sich mit einer größeren Wahrscheinlichkeit in das Oberdevon stellen. Die roten Farben am Top der paläozoischen Abfolge sind ein Resultat tiefgründiger Verwitterung der permischen Landoberfläche, wie sie verbreitet am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges zu beobachten ist.

Abstract

The combined core and reverse-circulation drilling Rotenburg HKZ 1001 (final vertical depth 1702 m below surface), finished in 1995, penetrated both the upper Mesozoic cover and the lower Paleozoic basement. The Mesozoic layers have been already described in detail elsewhere, whereas the Paleozoic basement sequence from a depth of 287.45 m downward is first discussed in this article. The aim is to give a stratigraphic classification of the drilled rocks and to make a direct comparison to stratigraphic units of the Lahn-Dill area, as the Rotenburg units lie between the Paleozoic Lahn-Dill area and the Harz Mountains in the direction of strike. The sequence of the Paleozoic basement is dominated by various colored schists, which are interrupted between 955–1315 m by a series of different meta-volcanic (and meta-volcaniclastic) rocks. Selected samples were geochemically analysed for major and trace element distribution. The geochemical analyses combined

with petrographic investigations show that three to four types of meta-volcanic rocks can be distinguished: meta-trachyandesites (termed two-feldspar meta-volcanic rocks), meta-alkali basalts (amphibole-free and amphibole-bearing variants) and meta-sub-alkali basalts (amphibole-free). Comparison of the Rotenburg units with rocks of the Lahn-Dill area allows the stratigraphical classification of the meta-volcanic samples to the volcanic activity of middle to upper Devonian. A detailed stratigraphic classification of the various schists is almost impossible in this study. Only green schists occurring in the lower part of the sequence can be placed in the upper Devonian. The red colored schists at the top of the Paleozoic sequence are the result of deep weathering of the Permian surface, as it can be observed at the eastern margin of the Rhenish Slate Mountains.

¹ Dr. Charlotte Redler, Hessisches Landesamt für Naturschutz, Umwelt und Geologie, Rheingastr. 186, D-65203 Wiesbaden, charlotte.redler@hlnug.hessen.de

Inhalt

1	Einleitung	138
2	Geologische Übersicht	138
3	Petrographie des devonischen Grundgebirges	141
3.1	Tonschiefer	141
3.2	Meta-Vulkanite	141
3.2.1	Zwei-Feldspat Meta-Vulkanite	144
3.2.2	Amphibol-führende Meta-Vulkanite	145
3.2.3	Amphibol-freie Meta-Vulkanite	145
4	Geochemie der Meta-Vulkanite	145
5	Zusammenfassung	149
6	Schriftenverzeichnis	149

1 Einleitung

Die Bohrung Rotenburg HKZ 1001 wurde im Jahr 1995 östlich der Stadt Rotenburg a. d. Fulda abgeteuft (R 35 52 350, H 56 52 500, 245 m ü. NN; TK 4924 Seifertshausen). Auftraggeber war das Herz- und Kreislaufzentrum Rotenburg Pergola Klinik GmbH & Co., ausführend die Firma H. Anger's Söhne (Hessisch-Lichtenau). Mit einer Teufe von 1702 m ist diese Bohrung eine der tiefsten Nordhessens. Ziel war die Erschließung von Trinkwasser zu Bade- und Trinkzwecken. In FRITSCHKE et al. (2001) wurden bereits die lithostratigraphischen und lithologischen Ergebnisse der Deckgebirgsaufnahme im Detail beschrieben, zusammen mit Analysedaten von sechs Wasserproben aus unterschiedlicher Teufe. Im vorliegenden Artikel werden die Gesteine des Grundgebirges erläutert. Ziel

ist es einen Zusammenhang der in dieser Bohrung angetroffenen Gesteine mit den im Lahn-Dill-Gebiet anstehenden karbonischen und devonischen Gesteinen herzustellen, sowie eine zeitliche und stratigraphische Einstufung vorzunehmen. Der Fokus liegt hierbei auf den Meta-Vulkaniten, da sich die erbohrten Tonschiefer mit den hier zu verwendenden Methoden nicht weiter unterscheiden oder einstufen lassen. Die Proben liegen als Spülproben vor, nur von 1011,8–1012,4 m wurde gekernt. Vorbereitende Arbeiten an den vorhandenen Bohrproben, wie beispielsweise die Herstellung von Dünnschliffen und die Durchführung geochemischer Analysen, wurden bereits von H.-J. Anderle und H.-D. Nesbor veranlasst.

2 Geologische Übersicht

Rotenburg a. d. Fulda gehört zum östlichen Teil der Hessischen Senke und geologisch zum Naturraum der Osthessischen Buntsandsteinscholle (Abb. 1). Typisch für diese Region Hessens sind zahlreiche paläozoische Aufbrüche in denen z. B. oberdevonische Grauwacken und Tonschiefer (Baumbacher Aufbruch) oder devonische Massenkalk (Aufbruch von Mühlbach) anstehen. Diese paläozoischen Aufbrüche gehören zur SW–NE verlaufenden, sogenannten variszisch streichenden Hunsrück-Ostharz-Schwelle, die ihrerseits immer wieder von herzynisch (NW–SE) streichenden Schwellenzonen gequert wird (vgl. FRITSCHKE et al. 2001: Abb. 1). Die heutigen Gebirgsaufbrüche der Hessischen Senke befinden sich an den Kreuzungspunkten dieser Schwellen. Die Bohrung Rotenburg HKZ 1001 liegt im Verlauf des variszischen Streichens zwischen dem Lahn-Dill-Gebiet im SW und dem Harz im NE, daher ist ein enger Zusammenhang zu bekannten Gesteinen dieser Regionen zu erwarten. Im Folgenden wird die Entwicklung des Lahn-Dill-

Gebietes im Devon und Karbon kurz erläutert, um einen Bezug zu den hier untersuchten Gesteinen herstellen zu können.

Während des Devons gehörte die Region des Lahn-Dill-Gebietes zum Ablagerungsraum des Rhenoherynischen Meeresbeckens, genauer: sie war Teil eines Schelfmeeres am Südrand des damaligen Kontinents Laurussia (für Details siehe NESBOR 2019, FLICK & NESBOR 2021). Mit dem Nachlassen der Schüttungen des Old-Red-Kontinents, einer zunehmenden Subsidenz bei gleichzeitigem Meeresspiegelanstieg und dem Zurückweichen der Küstenlinie bildete sich in dieser Region eine pelagische Fazies aus. In dem entstandenen Becken setzte an der Wende Unter-/Mitteldevon (Emsium/Eifelium) die Ablagerung toniger Sedimente ein – die heutigen Wissenbacher Schiefer. Lokal wurde diese Sedimentation durch die Schüttung von Sandsteinen unterbrochen, hinzu kommt ein leichter Karbonatgehalt in den Gesteinen (u. a. FLICK & NESBOR 2021 und

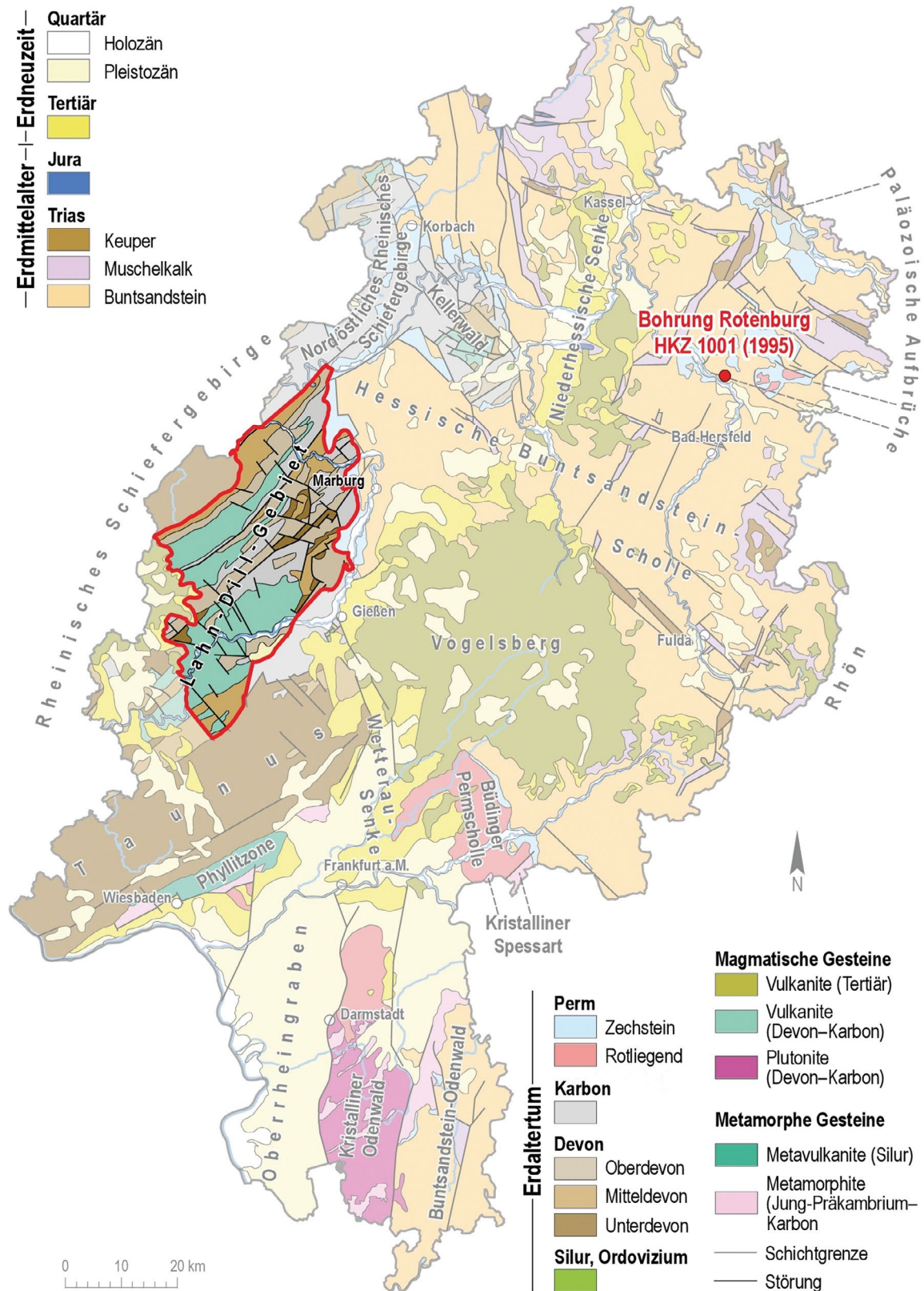


Abb. 1: Schematische geologische Übersichtskarte von Hessen Maßstab 1:1000 000 (vereinfacht nach GÜK 1:300 000) mit der Lokation der Bohrung Rotenburg HKZ 1001 und Hervorhebung des Lahn-Dill-Gebietes (Hessisches Landesamt für Naturschutz, Umwelt und Geologie, Wiesbaden).

dortige Referenzen). Eine zunehmende Dehnungstektonik im oberen Mitteldevon führte zu einer intensiven Zerböckung, wodurch der Vulkanismus begünstigt wurde. Zusätzlich wurden die zu Inseln herausgehobenen Hochschollen abgetragen und umgelagert. Hierdurch entstand eine breite Gesteinspalette von klastischen Sedimenten, Rifffalken und basaltischen bis rhyolitischen Vulkaniten und Vulkaniklastiten. Der im Mittel- und Oberdevon sowie im Unterkarbon aktive submarine Vulkanismus unterbricht die sedimentäre Abfolge und ist sowohl im Lahn-Dill-Gebiet als auch im Harz belegt (WEDEPOHL et al. 1983). Die vulkanischen Aktivitäten setzten im tiefen Givetium mit der Givet-Frasne-Phase (früher auch Givet-Adorf-Phase) ein, eine zweite Phase stellt die Famenne-Phase im Oberdevon dar. Erstere ist durch einen bimodalen Vulkanismus mit basaltischen Schmelzen einerseits und Differentiationsprodukten wie beispielsweise Trachyten bis peralkalischen Rhyolithen (Pantelleriten) andererseits geprägt. Es entstanden submarine Vulkankomplexe von bis zu mehreren 100 m Höhe (u.a. FLICK 1977, NESBOR 1997, 2004) und einem charakteristischen Aufbau mit Zentral-, Proximal- und Distalfazies (NESBOR et al. 1993). Die vulkanogenen Lockerprodukte/Vulkaniklastite unterschiedlicher Entstehung machen im Bereich der Proximal- und Distalfazies volumenmäßig den größten Anteil aus; heute sind sie bekannt unter dem bergmännisch geprägten Begriff „Schalstein“. Die heute als Meta-Vulkanite („Diabase“) und Meta-Vulkaniklastite („Schalstein“) anzusprechenden Gesteine unterlagen früh diagenetischen Veränderungen, was ihnen ihre heutige grünliche Farbe und die entsprechende Mineralogie verlieh. Der Schalstein war von diesen Prozessen besonders betroffen, da durch aufgeheiztes Porenwasser Kieselsäure und Eisen mobilisiert wurde und sich hieraus die Roteisensteinvererzungen des Lahn-Dill-Typs bildeten (FLICK et al. 1990). Abbauwürdig war meist allerdings nur das sogenannte Grenzlager, das sich an der Wende Mittel-/Oberdevon während einer längeren Unterbrechung der vulkanischen Aktivität bildete. Im tiefen Oberdevon herrschten auf Grund eines sehr differenzierten submarinen Reliefs unterschiedliche Sedimentationsbedingungen. Auf den vulkanischen Schwellen bildeten sich z. B. Stromatoporen-Korallen-Riffe, während in den Beckenbereichen oft karbonatische Rotschiefer (sog. Kramenzelkalke, Kalkknotenschiefer) zusammen mit Sanden abgelagert wurden. Auf die weitere klastische Sedimentation wird hier nicht näher eingegangen.

Ein zweiter vulkanischer Zyklus setzte auf Grund zunehmender Krustendehnung im Unterkarbon ein. Im Gegensatz zu den devonischen Gesteinen wurden hier hauptsächlich tholeiitische (subalkalische) Magmen gefördert (NESBOR 1997, 2004, 2007), während vulkaniklastische Ablagerungen nur eine untergeordnete Rolle spielen. Nach Ende der Aktivität wurden Kulm-Tonschiefer und -Grauwacken geschüttet, die die variszische Orogenese ankündigten. Die Orogenese im Oberkarbon führte dazu, dass die bestehenden Abfolgen nun deformiert, geschiefert und zusätzlich schwach metamorph überprägt wurden (Prehnit-Pumpellyit-Fazies). Die Heraus-

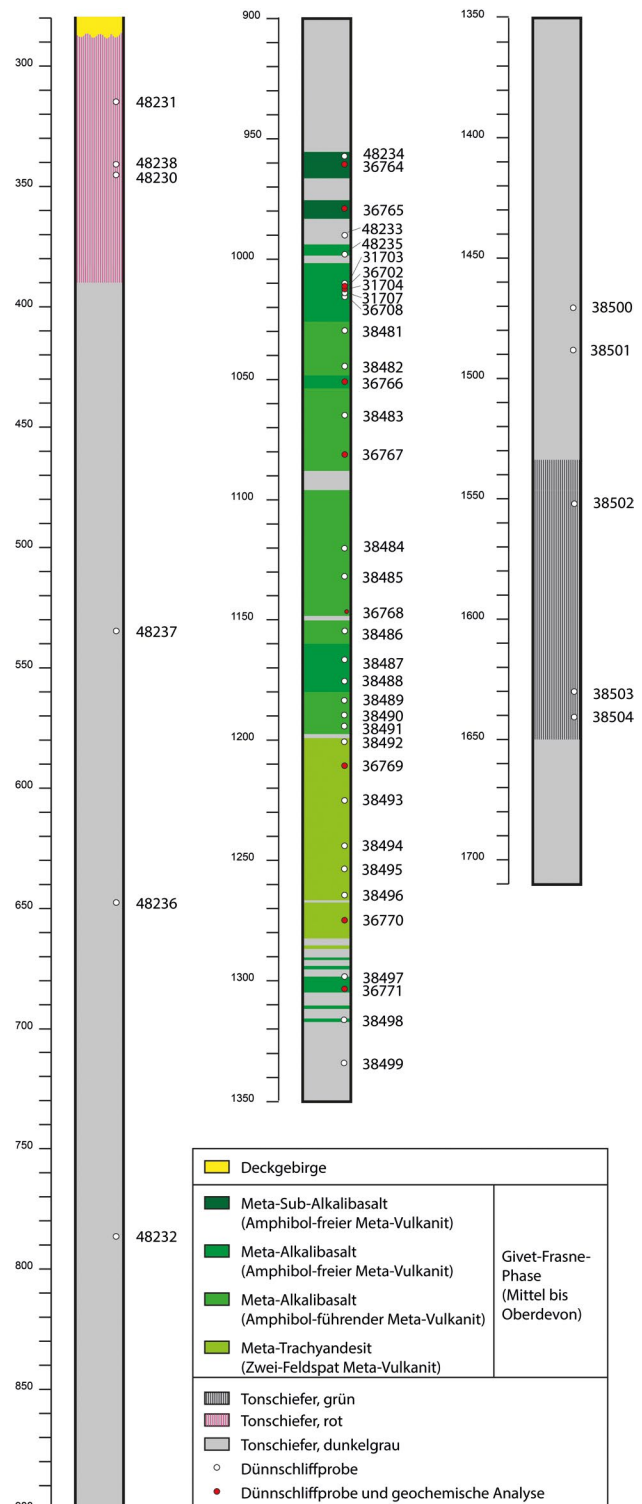


Abb. 2: Schematisches Profil der Bohrung Rotenburg HKZ 1001 ab 287,45 m Teufe mit Probennummern (für das Deckgebirge von 0–287,45 m siehe FRITSCHKE et al. 2001).

hebung des Gebirges bis in das Erosionsniveau hatte zur Folge, dass in relativ kurzer Zeit große Bereiche der karbonischen und devonischen Gesteine wieder abgetragen wurden. Die Kollisionsnaht der ehemaligen Kontinente liegt heute im Gebiet der Mitteldeutschen-Kristallin-Zone (FLICK & NESBOR 2021). Der Abtragungsschutt des variszischen Gebirges lagerte sich in intramontanen Becken ab, woraus sich das heutige Deckgebirge entwickelte. Details zur Entwicklung der Deckgebirgseinheiten finden sich in FRITSCHÉ et al. (2001).

Das Grundgebirge wurde in der Bohrung Rotenburg HKZ 1001 bei 287,45 m erreicht. Bis zur Endteufe von 1702 m wurden devonische Gesteine erbohrt, bei denen es sich hauptsächlich um Tonschiefer und Meta-Vulkanite handelt (Abb. 2). Auf Grund der Beschaffenheit der Spülproben ist es mitunter schwierig, größtenteils nicht möglich, zwischen Meta-Vulkaniten und Meta-Vulkaniklastiten zu unterscheiden. Lediglich eine deutliche Verfärbung der Proben von grün zu lila gibt einen Hinweis auf das Vorhandensein einzelner Schalsteinlagen.

3 Petrographie des devonischen Grundgebirges

Die erbohrte Abfolge beginnt im Liegenden (bei 1702 m) mit einer 382 m mächtigen Tonschiefereinheit. Zum Hangenden hin folgt eine 360 m mächtige Abfolge von Meta-Vulkaniten (1315–955 m), die anhand von Dünnschliffuntersuchungen und geochemischen Analysen noch weiter im Detail unterschieden werden können (siehe Kapitel 3.2 und 4). In diese

Abfolge sind im Hangenden und im Liegenden immer wieder bis zu 10 m mächtige Tonschieferlagen und -bänke eingeschaltet. Der obere Teil der Grundgebirgsabfolge besteht aus 667,55 m Tonschiefer mit vereinzelt Sandsteinlagen, selten sind Kalksteine eingeschaltet.

3.1 Tonschiefer

Die Tonschiefer sind überwiegend dunkelgrau bis schwarzgrau (Abb. 3c und 3i; Abb. 4a und 4b). Im Liegenden der Deckgebirgsabfolge von 390–287,45 m treten rote Farben in den Vordergrund (Abb. 3a). Auffällig sind immer wieder weiß-rosa gefärbte Karbonate, die in einzelnen Lagen (z. B. 314–307 m und 343–341 m; Abb. 3b) gegenüber den roten Schieferdominieren. Teilweise sind Bruchstücke von quarzreichen Sandsteinen zu finden (Abb. 4a und b), in einigen Lagen handelt es sich um sandige Schiefer. Untergeordnet treten einzelne Lithoklasten aus limonitisierten, vermutlich Meta-Vulkaniten auf. Auffällig sind immer wieder Bereiche mit tektonisch stark beanspruchten Tonschiefern (z. B. 303–299 m), die das Vorhandensein von Störungszonen widerspiegeln. Die rot gefärbten Schiefer repräsentieren eine tiefgründige, in diesem Fall rund 100 m mächtige Verwitterungszone der permischen Landoberfläche. Im Liegenden folgen ab ca. 390 m dunkelgraue Tonschiefer mit teilweise karbonatischen Lagen (z. B. 643–633 m), aber auch quarzreiche Sandsteinlagen sind

weiterhin zu finden. Zwischen 1535 und 1650 m sind die Tonschiefer von mittel- bis hellgrüner Farbe (Abb. 3j), gehen aber zum Liegenden hin wieder in dunkelgraue Tonschiefer über. Diese Farben sind typisch für Tonschiefer des Oberdevons (HEGGEMANN 2021). In den Tonschiefern sind zwei Schieferungen nachzuweisen, wobei die primäre Schieferung im Liegenden der Meta-Vulkanit-Abfolge deutlich stärker ausgeprägt ist, als im Hangenden. Die zweite Schieferung tritt als Runzelung auf den Spaltflächen der ersten Schieferung auf (z. B. Abb. 4a). Oft sind Bruchstücke von Milchquarz in den Spülproben zu beobachten (Abb. 3c und 3i). Dies deutet auf Quarzgänge hin, die mindestens zu einem Teil als Störungszonen zu interpretieren sind. Zum Hangenden der unteren Abfolge im Bereich von 1315–1280 m sind Meta-Vulkanite in wechselnden Anteilen in den Tonschiefern vorhanden (Abb. 3h). In der Tonschieferabfolge zwischen 1702–1330 m sind quarzreiche, leicht geschieferte Sandsteinlagen zu finden.

3.2 Meta-Vulkanite

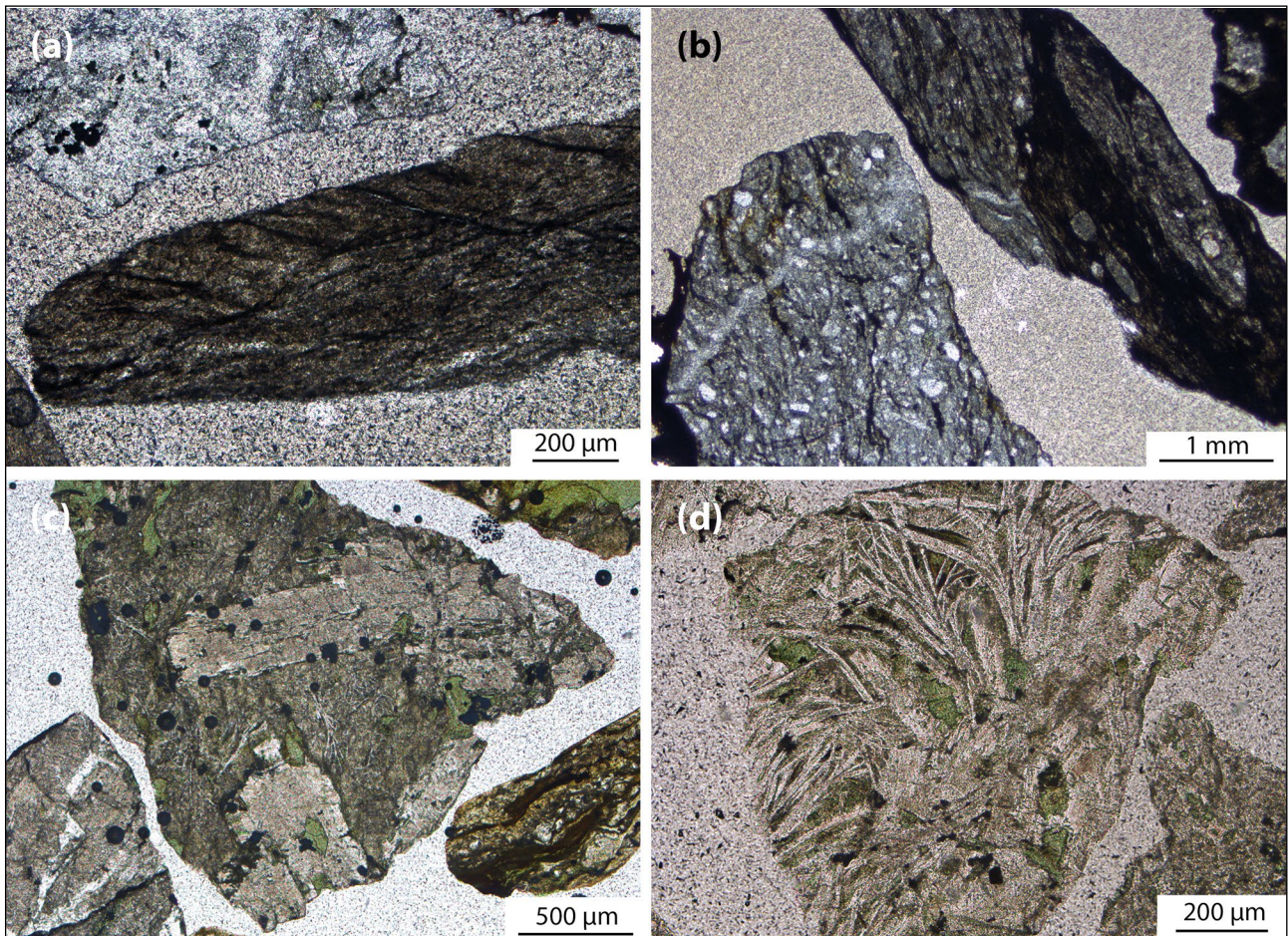
Die Meta-Vulkanite lassen sich makroskopisch kaum voneinander unterscheiden, so dass hier eine Unterteilung direkt anhand der Dünnschliffmikroskopie erfolgt. Generell sind die Meta-Vulkanite stark tektonisch beansprucht und haben zum Teil auch eine leichte Schieferung ausgebildet. Das Liegende

dieser Abfolge beginnt, wie oben erwähnt, mit einer ca. 30 m mächtigen Wechsellagerung (1315–1280 m) von Tonschiefern mit Amphibol freien Meta-Vulkaniten (siehe Kapitel 3.2.3), bevor eine mächtige Abfolge aus Zwei-Feldspat Meta-Vulkaniten einsetzt.





Abb. 3: Fotos der Spülproben, sortiert vom Hangenden zum Liegenden der untersuchten Abfolge, Bildbreite je 10 cm. **a)** Rot gefärbte Schiefer im Liegenden des Deckgebirges bei Teufe 291 m. **b)** Karbonatlage innerhalb der Rotschiefer in 341 m Teufe. **c)** Typische dunkelgraue bis teilweise schwarzgraue Tonschiefer aus 535 m Teufe. **d)** Grüngraue Meta-Vulkanite mit Anteilen von Schieferbruchstücken, 990 m Teufe. **e)** Grüngraue Meta-Vulkanite mit vereinzelt lila gefärbten Bruchstücken (wahrscheinlich Nachfall). Zusätzlich sind Kalzit und einzelne Tonschiefer enthalten, Teufe 997 m, **f)** Meta-Vulkanit mit gleichen Anteilen an Tonschiefern, 1000 m Teufe. **g)** Grüne Meta-Vulkanite, teilweise rostrot verwittert. Auffällig sind teilweise hohe Anteile an Kalzit und weißen, entfärbten Sandsteinen, Teufe 1257 m. **h)** Grüner Meta-Vulkanit mit einzelnen Tonschiefern und Kalzit Komponenten in 1307 m Teufe. **i)** Dunkelgrauer Tonschiefer im Liegenden der Meta-Vulkanit Abfolge, Teufe 1533 m. **j)** Grüne Tonschiefer als 115 m mächtige Einheit innerhalb der grauen Tonschiefer, als Beispiel aus 1587 m Teufe.



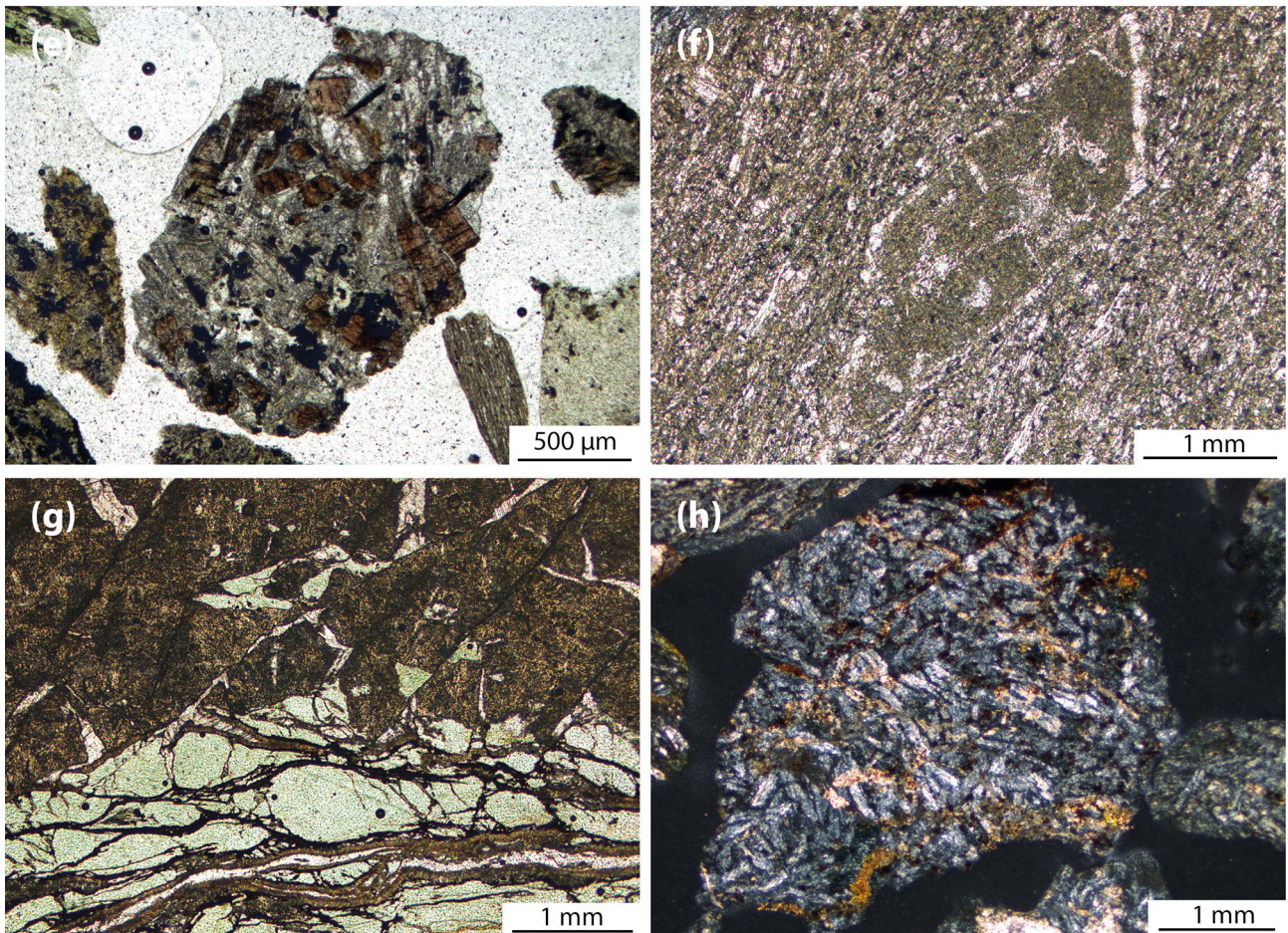


Abb. 4: Dünnschliffotos mit typischen Strukturen und Mineralen der Meta-Vulkanite aus der Bohrung Rotenburg HKZ 1001. Alle Bilder, bis auf h) wurden unter parallelen Polarisatoren (PPL) erstellt, h) ist eine Aufnahme unter gekreuzten Polarisatoren (XPL). **a)** Bruchstücke von Schiefer (Mitte) und Sandstein (oberer Rand) in Probe 48237 (535m). Ausgebildet sind zwei Schieferungsrichtungen: eine nahezu parallel zur waagerechten Bildkante, eine zweite Deformation sitzt in einem ca. 60° Winkel dazu. Das Sandsteinbruchstück ist quarzreich. **b)** Sandstein und Tonschiefer aus 788 m Teufe in Probe 48232. Der Tonschiefer zeigt erneut zwei Deformationsrichtungen, der Sandstein ist mit seinen angerundeten Quarzen eher grobkörnig. **c)** Plagioklas- (oben Mitte) und Alkalifeldspat-Einsprenglinge (unten Mitte) in einer stark serizitisierten Grundmasse in Probe 36770 (1275m Teufe). Die Grundmasse zeigt eine ähnliche modale Zusammensetzung wie die Einsprenglinge. Untergeordnet lassen sich stark chloritisierte, grüne, ehemals mafische Minerale finden. **d)** Meta-Trachyandesit (Zwei-Feldspat-Meta-Vulkanit) mit verbogenen Feldspatleisten (zweite Generation Feldspäte) in Probe 38492 (1225 m Teufe). Das Gefüge ist mittelkörnig. In den Zwickeln der Feldspatleisten sitzen nahezu komplett chloritisierte mafische Minerale, bei denen es sich hauptsächlich um ehemalige Klinopyroxene handelt. **e)** Ti-reiche Augite bis Titan-Augite (rotbraun bis lila) in Probe 38485 (1130 m Teufe). Das Gefüge dieser Probe ist grobkörnig bis doleritisch. **f)** Karbonatisierter Plagioklas-Einsprengling in Probe 31704 (1010 m Teufe). Die ebenfalls stark serizitisierte und karbonatisierte Grundmasse zeigt ein deutliches Fließgefüge. **g)** Kompletzt zu Chlorit umgewandelte Minerale (grünlich; ehemals Olivin und/oder Klinopyroxen) in Probe 37102 (1012 m Teufe). Das Gefüge zeigte eine starke tektonische Beanspruchung, die zu einer Einregelung und Längsstreckung der Minerale führte. Die hier bräunliche Grundmasse besteht überwiegend aus kleinen Plagioklasleisten, ist sehr feinkörnig, stark karbonatisiert und serizitisiert. **h)** Gleichkörniges, Plagioklas-reiches Gefüge in Probe 48235 (997 m Teufe).

3.2.1 Zwei-Feldspat Meta-Vulkanite

Im Hangenden der zuvor erwähnten Wechsellagerung treten fein- bis mittelkörnige graugrüne Gesteine auf (1280–1200 m; Abb. 3g). Auffällig sind zwischen 1259 und 1226 m immer wieder in unterschiedlichen Mengen auftretende lila Verfärbungen. Die Gesteine sind leicht geschiefert und teilweise limonitisiert. Es ist unklar, ob es sich um Schalesteinbruch-

stücke oder Nachfall aus den oberen Bereichen der Bohrung handelt. Untergeordnet treten graue Schieferbruchstücke auf.

Im Dünnschliff weisen die Gesteine zahlreiche Feldspat-Einsprenglinge auf, bei denen es sich um variable Anteile von Alkalifeldspat und Plagioklas handelt (Abb. 4c). Charakteristisch sind mehrere Generationen von Feldspäten; die zweite Generation zeigt deutlich verbogene Leisten (Abb. 4d). Verbreitet sind die Feldspäte serizitisiert oder wurden entlang von

Spaltrissen durch Kalzit verdrängt. Auch die Grundmasse dieser Meta-Vulkanite besteht hauptsächlich aus Feldspäten, die z.T. als sehr schmale Leisten entwickelt sind. Als dunkler Gemengteil ist untergeordnet Klinopyroxen zu finden, dieser ist jedoch meist zu Chlorit umgewandelt (Abb. 4c und d). Auffällig sind zahlreiche Apatitnadelchen, die häufig als Einschlüsse in Feldspat-Einsprenglingen auftreten oder sogar selbst Einsprenglinge bilden. Bei den opaken Mineralen handelt es sich um Titanomagnetit, der mehr oder weniger stark in Leukoxen umgewandelt wurde. Das Gefüge und der hohe Modalbestand an Feldspäten zeigen, dass es sich hierbei um eher differenzierte Vulkanite handelt.

3.2.2 Amphibol-führende Meta-Vulkanite

Im Hangenden der Zwei-Feldspat Meta-Vulkanite folgt eine Abfolge von mittel- bis grobkörnigen, dunkelgraugrünen Amphibol-führenden Meta-Vulkaniten (1200–1035 m), in die lagenweise dünne Tonschieferschichten und Amphibol freie Meta-Vulkanite (1055–1050 m, 1180–1160 m, 1320–1290 m) eingeschaltet sind (Abb. 2).

Mikroskopisch zeigen diese Meta-Vulkanite ein intergranulares oder ophitisches Gefüge. Bei ersterem bilden leistenförmige, größere Plagioklase ein sperriges Gerüst mit kleineren, teils idiomorphen Klinopyroxenen und Amphibolen in den Zwickelräumen. Das ophitische Gefüge ist durch größere xenomorphe Klinopyroxene gekennzeichnet, die von kleineren Plagioklasleisten durchspießt werden. Generell sind die Plagioklase meist sehr stark serizitisiert. Die Klinopyroxene weisen einen intensiven violetten Farbton auf (Abb. 4e), was den Schluss zulässt, dass es sich hierbei um Titan-reiche Augite oder Titan-Augite handelt. Sie sind oft vollständig durch Chlorit oder Leukoxen ersetzt. Häufig umwächst stark pleochroitischer Amphibol (dunkel-rotbraun nach hellbraun) die Klinopyroxene, teilweise bildet er auch eigenständige Kristalle mit einem säuligen bis nadeligen Habitus. Die optischen Eigenschaften legen nahe, dass es sich um kaersutitischen Amphi-

bol handelt. Auffällig ist zudem eine größere Menge an Biotit. Die opaken Minerale sind in Form von vielfach vollständig in Leukoxen umgewandelten Titanomagnetiten vertreten. In den wenigen Zwickelräumen des Gesteins treten Apatitnadeln und dünne -säulen auf. Zwischen 1160–1115 m zeigen die Gesteine ein doleritisches Gefüge.

3.2.3 Amphibol-freie Meta-Vulkanite

Im Abschnitt von 1035–955 m wurden Amphibol freie Meta-Vulkanite erbohrt (Abb. 3d, e und f). Auffällig ist ihre rote Farbe zwischen 965–955 m, die sich nach dem Dünnschliffbild auf große Mengen Limonit zurückführen lässt. Immer wieder finden sich Bruchstücke von dunkelgrauen Tonschiefern (Abb. 3d), zudem sind Bänke von bis zu 10 m Mächtigkeit entwickelt (975–965 m und 992–985 m). Die zum Liegenden hin grün werdende Meta-Vulkanit-Abfolge (Abb. 3f) ist durch eine markante Schicht (998–992 m) mit einer großen Menge lila verfärbter Komponenten von den zuvor beschriebenen Meta-Vulkaniten getrennt (Abb. 3e); teilweise überwiegen die lila gefärbten Komponenten. Dies ist ein Hinweis darauf, dass es sich bei dieser 11 m mächtigen Schicht um Meta-Vulkaniklastite handeln könnte; die in der geologischen Übersicht erwähnten überprägten Schalsteine. Eine Schieferung ist entwickelt.

Die Amphibol freien Meta-Vulkanite sind generell fein- bis mittelkörnig und mitunter ist eine Fluidalttextur angedeutet (Abb. 4f). Die ehemaligen Klinopyroxen-Einsprenglinge sind vollständig in Chlorit und Kalzit umgewandelt (Abb. 4g) und deformiert. Es treten vielfach Plagioklas-Einsprenglinge auf. Diese sind ebenso wie die Plagioklase der Grundmasse nahezu vollständig pseudomorph durch Serizit und Kalzit verdrängt (Abb. 4f). Die Meta-Vulkanite zeigen hauptsächlich porphyrische Gefüge. Die Gefüge zwischen 981–959 m sind eher ophitisch und die Gesteine deutlich reicher an Plagioklas (Abb. 4h). Teilweise zeigt das Gefüge eine doleritische Tendenz.

4 Geochemie der Meta-Vulkanite

Für die genaue Benennung und eine mögliche zeitliche Einordnung der Eruptionsphasen der Meta-Vulkanite wurden repräsentative Proben (Abb. 2) geochemisch auf Haupt- und ausgewählte Spurenelemente untersucht (Tab. 1) und in entsprechenden Diagrammen dargestellt (Abb. 5, 6 und 7). Um einen Zusammenhang der hier erbohrten Meta-Vulkanite mit denen aus dem Lahn-Dill-Gebiet herzustellen, wurden Vergleichsproben der genannten Region hinzugefügt (Daten aus NESBOR 2004). Auf Grund der starken Alteration, besonders der Feldspäte (Hauptträger der Alkali Elemente), die zu einer Ver-

änderung der geochemischen Zusammensetzung der Gesteine führt, wird auf eine Einordnung der Gesteine in ein TAS Diagramm (LE BAS et al. 1986) verzichtet. Da die Hauptelemente Ti und P zu den als vorwiegend immobil geltenden Elementen zählen, ebenso wie Nb, Y, Zr, Ta und die Selten Erden Elemente, können diese für eine Magmen genetische Unterscheidung herangezogen werden.

Die Darstellung der Proben im Zr/TiO₂ vs. Nb/Y Diagramm zeigt, dass der Großteil als Alkalibasalt bzw. als Meta-Alkalibasalt angesprochen werden kann (Abb. 5a).

Tab. 1: Analysedaten der Proben der Bohrung Rotenburg HKZ 1001. Die Hauptelemente sind in Gew.-% angeben, die Spurenelemente in ppm. d.l. = detection limit = unter Nachweisgrenze. Die genaue Teufe der Proben ist Abb. 2 zu entnehmen.

Probe	31702	31704	36764	36765	36766	36767	36768	36769	36770	36771
SiO ₂	44,86	46,08	35,98	30,35	46,83	47,47	46,64	51,89	54,17	46,70
TiO ₂	1,85	2,76	1,47	1,68	2,30	2,26	2,70	1,69	1,12	2,70
Al ₂ O ₃	14,06	17,50	11,96	11,68	15,39	16,18	16,61	17,47	18,22	16,66
Fe ₂ O ₃	2,44	3,09	3,24	4,74	2,82	0,69	0,85	0,58	0,00	0,00
FeO	8,46	9,46	4,38	5,60	8,02	9,30	9,02	7,86	7,37	10,58
MgO	5,57	4,64	5,58	6,33	6,05	7,10	6,73	3,48	2,53	3,85
MnO	0,30	0,17	0,69	0,68	0,20	0,19	0,21	0,12	0,18	0,38
CaO	6,75	3,26	12,27	13,12	5,96	5,61	5,24	3,18	2,23	4,31
Na ₂ O	3,11	4,06	2,62	2,74	3,34	4,26	3,36	4,16	5,01	2,77
K ₂ O	1,07	1,34	1,92	1,66	1,55	1,15	2,55	4,70	4,09	3,05
P ₂ O ₅	0,31	0,58	0,25	0,31	0,52	0,62	0,72	0,96	0,67	0,64
H ₂ O	4,57	4,90	1,93	2,04	4,54	4,45	4,70	3,21	2,84	3,75
CO ₂	6,69	2,10	18,18	19,05	3,24	1,03	1,09	1,29	2,13	5,06
SUMME	99,85	99,75	100,29	99,90	100,71	100,20	100,34	100,57	100,47	100,51
V [ppm]	235,00	253,00	192,00	210,00	234,00	195,00	197,00	65,00	19,00	242,00
Cr	353,00	343,00	266,00	272,00	247,00	213,00	106,00	7,00	d.l.	80,00
Ni	220,00	175,00	81,00	118,00	141,00	116,00	90,00	18,00	8,00	57,00
Cu	12,00	5,00	18,00	15,00	78,00	46,00	34,00	16,00	9,00	27,00
Zn	75,00	85,00	53,00	64,00	250,00	167,00	100,00	86,00	56,00	64,00
Ga	25,00	20,00	21,00	21,00	27,00	28,00	27,00	28,00	30,00	26,00
Rb	25,00	28,00	64,00	48,00	28,00	18,00	27,00	33,00	37,00	48,00
Sr	244,00	141,00	216,00	229,00	182,00	219,00	262,00	280,00	285,00	141,00
Y	16,00	24,00	20,00	25,00	24,00	26,00	28,00	39,00	39,00	27,00
Zr	142,00	226,00	114,00	145,00	206,00	258,00	308,00	442,00	505,00	260,00
Nb	14,00	27,00	11,00	16,00	23,00	29,00	41,00	62,00	72,00	41,00
Ba	103,00	177,00	45,00	50,00	144,00	133,00	220,00	375,00	351,00	241,00
La	8,60	14,80	45,30	23,40	20,80	23,70	30,60	46,60	51,00	32,30
Ce	20,10	34,00	74,70	39,30	45,30	51,40	63,10	97,80	107,00	67,10
Pr	2,72	4,36	8,51	4,96	5,88	6,59	7,97	12,20	13,00	8,25
Nd	11,80	18,60	31,50	20,90	24,90	27,30	32,30	48,60	49,40	32,90
Sm	2,93	4,24	5,01	4,95	5,50	5,91	6,72	9,37	8,87	6,42
Eu	1,11	1,38	1,49	1,79	1,83	1,94	2,20	2,87	2,75	2,08
Gd	3,17	4,19	4,42	5,27	5,48	5,73	6,28	8,46	7,54	5,80
Tb	0,48	0,64	0,59	0,75	0,76	0,79	0,84	1,12	1,02	0,75
Dy	2,75	3,76	3,53	4,25	4,42	4,58	4,76	6,17	5,67	4,05
Ho	0,51	0,69	0,59	0,73	0,76	0,80	0,81	1,07	1,00	0,66
Er	1,48	1,85	1,64	1,91	2,04	2,18	2,19	2,97	2,88	1,78
Tm	0,18	0,22	0,20	0,23	0,26	0,27	0,27	0,37	0,37	0,20
Yb	1,22	1,38	1,16	1,38	1,53	1,68	1,65	2,26	2,32	1,15
Lu	0,20	0,20	-0,20	0,23	0,25	0,28	0,27	0,37	0,39	0,20
Hf	3,02	2,10	1,52	2,33	2,07	3,37	3,03	2,23	2,14	1,24
Pb	d.l.	4,00	2,00	2,00	129,00	52,00	13,00	d.l.	d.l.	2,00

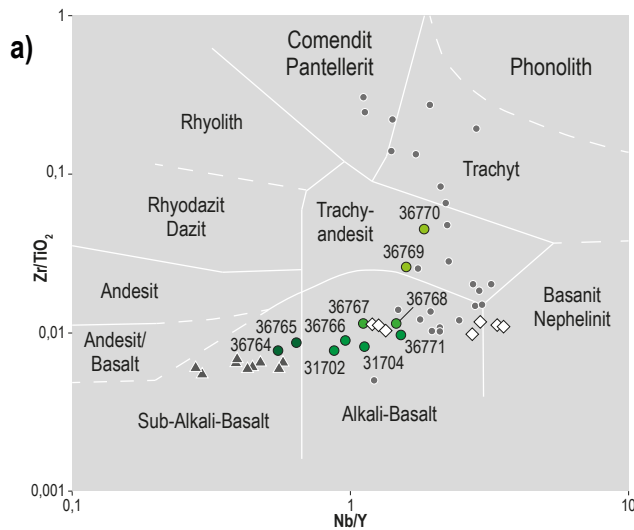


Abb. 5: Klassifikation, Magmentyp und geotektonische Position der Meta-Vulkanite der Bohrung Rotenburg HKZ 1001. Als Vergleich sind in Graubstufungen Analysen repräsentativer Meta-Vulkanite der Lahn- und Dillmulde dargestellt (Daten aus NESBOR 2004; siehe dort für Gesteinstypen der einzelnen Phasen). **a)** Nb/Y vs. Zr/TiO₂ Diagramm (verändert nach WINCHESTER & FLOYD 1977). **b)** Zr-Nb-Y Diagramm (verändert nach MESCHÉDE 1986). **c)** Y-La-Ce Diagramm (verändert nach RICCI & SABATINI 1978). Die Farbsignaturen der Rotenburg Proben HKZ 1001 entsprechen denen im Bohrprofil (Abb. 2).

▲ Unterkarbon-Phase 1 Unterkarbon-Zyklus
◇ Oberdevon-Phase } Mittel-Oberdevon-Zyklus
● Givet-Frasne-Phase

● Rotenburg HKZ 1001

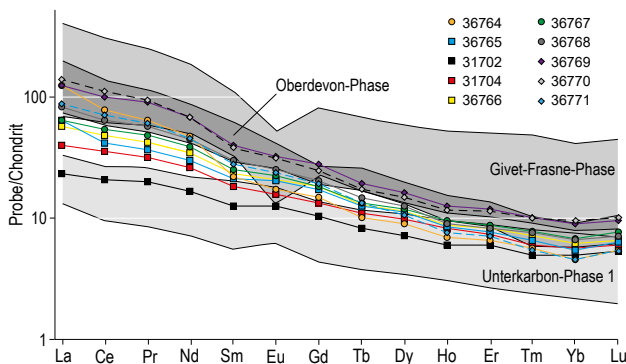
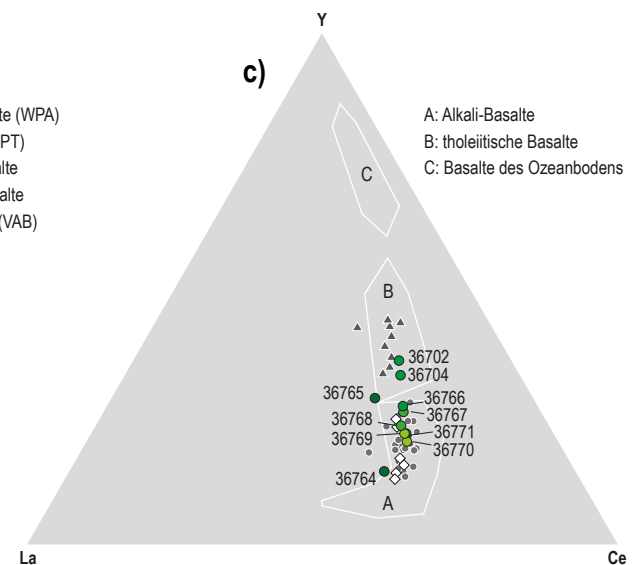
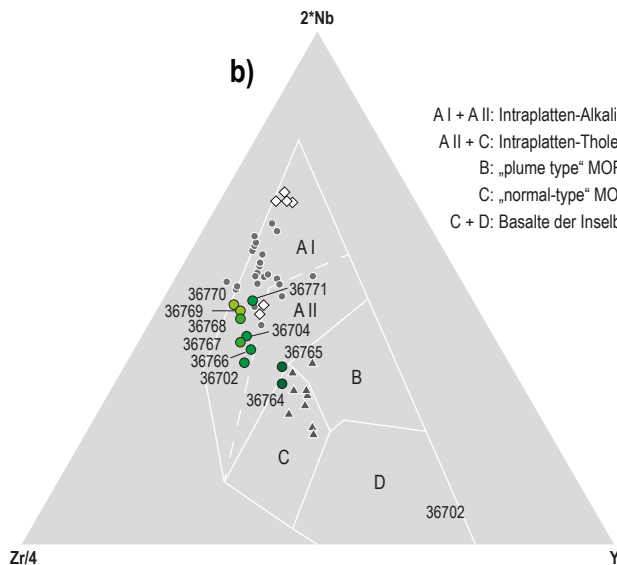


Abb. 6: Chondrit-normierte Seltene-Erden-Elemente-Verteilung der Meta-Vulkanite der Bohrung Rotenburg HKZ 1001. Als Vergleich sind in Graubstufungen Analysen repräsentativer Meta-Vulkanite der Lahn- und Dillmulde dargestellt (Daten aus NESBOR 2004; siehe dort für Gesteinstypen der einzelnen Phasen). Normiert auf Chondrit (TAYLOR & MCLENNAN 1985 in ROLLINSON 1993).

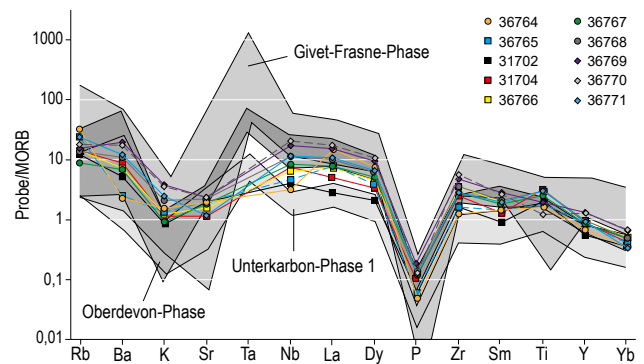


Abb. 7: MORB-normiertes Spider-Diagramm der Meta-Vulkanite der Bohrung Rotenburg HKZ 1001. Als Vergleich sind in Graubstufungen Analysen repräsentativer Meta-Vulkanite der Lahn- und Dillmulde dargestellt (Daten aus NESBOR 2004; siehe dort für Gesteinstypen der einzelnen Phasen). Normiert auf MORB-Daten von PEARCE (1983), La normiert auf Daten von BEVINS et al. (1985), beide in ROLLINSON (1993).

Hierbei handelt es sich um die zuvor als Amphibol-führende Meta-Vulkanite bezeichneten Gesteine (vgl. Kap. 3.2.2; 1200–1035 m). Die Proben der Amphibol freien Meta-Vulkanite 36764 und 36765 fallen in das Feld der Sub-Alkalibasalte (= Meta-Sub-Alkalibasalte, 1035–955 m), während Probe 36767 ein Meta-Alkalibasalt ist. Die Proben 36769 und 36770 sind Trachyandesite bzw. Meta-Trachyandesite (vgl. Kapitel 3.2.1; 1280–1200 m). Die tiefste Meta-Vulkanit Probe 36771 (1303 m) plottet im Feld der Alkalibasalte. Die Proben dieser Studie fallen in dieselben Felder wie die Vergleichsdaten (NESBOR 2004) und lassen sich somit einem magmatischen Zyklus und einer Ausbruchphase zuordnen (siehe letzter Absatz dieses Kapitels).

Im Zr-Y-Nb Diagramm (MESCHÉDE 1986; Abb. 5b) kommen nahezu alle Proben im Feld der Intraplatten-Alkalibasalte zu liegen; lediglich die beiden Proben der Sub-Alkalibasalte (36764 und 36765) entsprechen den Intraplatten-Tholeiiten. Wie im vorherigen Diagramm zeigen diese beiden Proben eine ähnliche Tendenz wie die Vergleichsproben der Unterkarbon-Phase 1 (diese sind hauptsächlich in Feld C zu finden; Abb. 5b). Generell zeigen alle Proben niedrigere Nb-Werte im Vergleich zu den Proben der Lahn- und Dillmulde. Dargestellt im La-Ce-Y-Diagramm (RICCI & SABATINI 1978; Abb. 5c) liegen nahezu alle Proben im Feld der Alkalibasalte. Proben 31702 und 31704 plotten im Feld der tholeiitischen Basalte. Auch hier ist ein direkter genetischer Zusammenhang zu den Proben der Lahn- und Dillmulde gegeben.

Abb. 6 zeigt die Proben der Bohrung Rotenburg HKZ 1001 in einem Chondrit-normierten Seltene-Erden-Elemente (SEE)-Diagramm (normiert auf TAYLOR & MCLENNAN 1985; Daten aus ROLLINSON 1993). Alle Proben der Bohrung Rotenburg HKZ 1001 zeigen einen ähnlichen Verlauf von hohen leichten SEE hin zu niedrigen schweren SEE, ohne die Ausbildung einer deutlichen Anomalie. Die beiden Proben der Meta-Trachyandesite (36769 und 36770) zeigen generell die höchsten SEE-Werte, die der beiden Meta-Sub-Alkalibasalte fügen sich mit ihren SEE-Werten nahtlos in die Trends der Meta-Alkalibasalte ein. Bezugnehmend auf die drei grauen Vergleichsfelder zeigt sich, dass die Meta-Trachyandesite sowohl in das Bereichsfeld der Givet-Frasne-Phase, als auch in das der Oberdevon-Phase passen (Abb. 6). Die Meta-Alkalibasalte zeigen generell niedrigere Werte und eine Tendenz zur Oberdevon-Phase. Die Trends der beiden Meta-Sub-Alkalibasalte lassen ebenfalls eine Zuordnung zu einer devonischen Phase zu und zeigen generell höhere Werte als das Vergleichsfeld für die Unterkarbon-Phase 1. Lediglich Probe 31702 spiegelt den Unterkarbon-Phase 1 Trend wieder.

Für die Betrachtung weiterer als immobil bekannter Spurenelemente wird ein auf MORB-normiertes Spider-Diagramm zu Rate gezogen (Abb. 7; normiert auf MORB-Daten von PEARCE (1983), La normiert auf Daten von BEVINS et al. (1985), beide in ROLLINSON 1993). Alle Proben zeigen einen ähnlichen Trend mit abgereicherten P_2O_5 -Werten. Im Vergleich zu den grauen

Feldern der verschiedenen Phasen vulkanischer Tätigkeit zeigt sich auch hier, dass die Meta-Trachyandesite gut in den Bereich der Givet-Frasne-Phase passen, auch wenn die K_2O -Werte ein wenig höher sind. Die Meta-Alkalibasalte lassen sich, bis auf niedrigere Sm-Werte, den Bereichsfeldern der Givet-Frasne- und der Oberdevon-Phase zuordnen. Proben 31702 und 31704 zeigen hier die geringsten Werte, die allerdings für eine deutliche Einstufung in die Unterkarbon-Phase 1 noch zu hoch sind, so dass die Zugehörigkeit zu einer devonischen Phase wahrscheinlich ist. Die beiden Meta-Sub-Alkalibasalt Proben sind bis auf ihre Werte für P_2O_5 keiner Phase eindeutig zuzuordnen, eine Zugehörigkeit zur Unterkarbon-Phase 1 ist auf Grund des Mineralbestandes eher unwahrscheinlich (vgl. Kap. 3; siehe letzter Absatz dieses Kapitels).

Generell lassen sich die Proben der Bohrung Rotenburg HKZ 1001 direkt mit denen der Meta-Vulkanite der Lahn- und der Dillmulde vergleichen und können daher auch einer zeitlichen Abfolge und Phase der vulkanischen Aktivität zugeordnet werden. Die Meta-Vulkanite entsprechen auf Grund ihrer chemischen Zusammensetzung und ihres Mineralbestandes denen der devonischen Aktivitätsphase. Probe 36771 im Liegenden der Meta-Vulkanit-Abfolge ist ein Meta-Alkalibasalt und kann sowohl in die Givet-Frasne, als auch in die Oberdevon-Phase gestellt werden (NESBOR 2004, 2019). Für die im Hangenden folgenden Meta-Trachyandesite lässt sich eine genaue Zuordnung ins Mitteldevon (Givet-Frasne-Phase) vornehmen. Nach NESBOR (2004) bildeten diese ehemaligen Trachyte/Trachyandesite meist kleine Vulkaninseln und saßen somit auf den zuvor entstandenen basaltischen Vulkankomplexen auf. Da hier im Liegenden der Meta-Trachyandesite Meta-Alkalibasalte vorkommen, ist dies ein denkbare Szenario. Alternativ wäre eine tektonische Verschiebung und Verfaltung der Abfolge möglich, so dass es sich bei den liegenden Meta-Alkalibasalten um dieselben aus der gleichen Phase stammenden Meta-Vulkanite handelt, die im Hangenden der Meta-Trachyandesite anzutreffen sind. Die im Hangenden der Meta-Trachyandesite folgenden Meta-Alkalibasalte (mit und ohne Amphibol) passen auf Grund ihrer geochemischen Zusammensetzung ebenfalls in beide Phasen; Givet-Frasne- oder Oberdevon-Phase (Abb. 5a und b, 6 und 7).

Nicht ganz eindeutig ist die Zuordnung der Proben 31702, 317094 und die der Sub-Alkalibasalte (Proben 36764 und 36765), da ihre Position im La-Ce-Y Diagramm (Abb. 5c) und ihre SEE Werte (Abb. 6) denen der Vergleichsproben der Unterkarbon-Phase 1 entsprechen. Die weiteren Spurenelemente (Abb. 7) zeigen zwar relativ geringe Gehalte im Vergleich zu allen anderen Proben der Bohrung Rotenburg HKZ 1001, jedoch sind diese zu hoch um in das Vergleichsfeld für Unterkarbon-Phase 1 Gesteine zu fallen. Das Auftreten von Plagioklas-Einsprenglingen in diesen Meta-Vulkaniten spricht für eine Zuordnung zur einer devonischen Aktivitätsphase, da die tholeiitischen Meta-Vulkanite des Unterkarbons ma-

kroskopisch einsprenglingsfrei sind (FLICK & NESBOR 2021). Zudem sind keine Chromspinell-haltigen reliktschen Olivine zu finden, die ein deutlicher Hinweis für die Unterkarbon-Phase 1 wären (freundl. Mitteilung H.-D. Nesbor 2020). Da die leichten SEE-Gehalte der Sub-Alkalibasalte ebenfalls zu den Vergleichsdaten der Givet-Frasne-Phase passen (Abb. 6) und die hier auftretenden Plagioklas-Einsprenglinge nicht aus

Gesteinen der Oberdevon-Phase bekannt sind, ist eine Zugehörigkeit zur Givet-Frasne-Phase wahrscheinlich. Zwar sind nach NESBOR (2004: Abb. 16a) die Sub-Alkalibasalte eher der Unterkarbon-Phase 1 zuzuordnen, allerdings handelt es sich bei den niedrigen Nb/Y Daten der Proben 36764 und 36765 vermutlich um Alterationseffekte.

5 Zusammenfassung

Das in der Bohrung Rotenburg HKZ 1001 erbohrte devonischen Grundgebirge lässt sich nahezu direkt mit zeitlich identischen an der Oberfläche anstehenden Gesteinen des Lahn-Dill-Gebietes vergleichen.

Die zu oberst in dem Profil angetroffenen rot gefärbten Schiefer, zusammen mit weiß-rosa Kalksteinen, repräsentieren die im Perm tiefgründig verwitterte Landoberfläche. Die grauen Tonschiefer selbst lassen sich in dieser Studie nicht stratigraphisch einstufen. Die im Liegenden der Meta-Vulkanitabfolge erbohrten grünen Tonschiefer zeigen die typischen Farben für oberdevonische Tonschiefer; ihre Position ist tektonisch bedingt.

Bei den Meta-Vulkaniten handelt es sich um Meta-Trachyandesite, Meta-Alkalibasalte und Meta-Sub-Alkalibasalte der Givet-Frasne-Phase (Mittel-Oberdevon-Zyklus). Somit lässt sich festhalten, dass sich die devonischen Meta-Vulkanite vom Lahn-Dill-Gebiet aus gesehen nach NW in herzynischer

Streichrichtung fortsetzen und im Bereich Rotenburg a. d. Fulda von rund 300 m Deckgebirge überlagert sind. Eine weitere Fortsetzung finden diese Gesteine im Harz, wo sie ebenfalls an der Oberfläche aufgeschlossen sind (z. B. WEDEPOHL et al. 1983). Von Interesse wäre in diesem Zusammenhang eine Tiefbohrung am nördlichen Rand des Vogelsbergs, um weitere Erkenntnisse über das devonische Grundgebirge zu erhalten.

Danksagung: Die Autorin dankt Dr. H.-J. Anderle und Dr. H.-D. Nesbor für die Vorarbeiten bei den geochemischen Analysen und vorläufigen Dünnschliffbeschreibung, Dr. J.-G. Fritsche für den Hinweis auf diese Bohrung und die Möglichkeit die finale Bearbeitung zu übernehmen, Dr. H.-D. Nesbor für die kritische Durchsicht des Manuskriptes, M. Hoffmann und M. Schaffner für die Erstellung der geologischen Übersichtskarte.

6 Schriftenverzeichnis

- BEVINS, R.E., KOKELAAR, B.P. & DUNKLEY, P.N. (1984): Petrology and geochemistry of lower to middle Ordovician igneous rocks in Wales: a volcanic arc to marginal basin transition. – *Proc. Geol. Ass.*, **95**, 337–347; Elsevier, Amsterdam, Niederlande.
- FLICK, H. (1977): Geologie und Petrographie der Keratophyre des Lahn-Dill-Gebietes (südliches Rheinisches Schiefergebirge). – *Clausthaler Geol. Abh.*, **26**: 231 S., 78 Abb., 6 Tab., 7 Taf.; Clausthal-Zellerfeld.
- FLICK, H. & NESBOR, H.-D. (2021): Lahn-Dill-Gebiet. – In: Hessisches Landesamt für Naturschutz, Umwelt und Geologie (Hrsg.): *Geologie von Hessen*. – 49–77, 14 Abb., 1 Tab.; Stuttgart (Schweizerbart Science Publishers).
- FLICK, H., NESBOR, H.-D. & BEHNISCH, R. (1990): Iron ore of the Lahn-Dill type formed by diagenetic seeping of pyroclastic sequences – a case study on the Schalstein section at Gänsberg (Weilburg). – *Geol. Rdschau*, **79**: 401–415, 11 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- FRITSCH, J.-G., BECKER, F. & HEGGEMANN, H. (2001): Die Tiefbohrung Rotenburg HKZ 1001 – Geologie des Deckgebirges und hydrogeologische Ergebnisse. – *Geol. Jb. Hessen*, **128**, 5–17, 4 Abb., 1 Tab., 1 Tafel; Wiesbaden (Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie).
- HEGEMANN, H. (2021): Nordöstliches Rheinisches Schiefergebirge. – In: Hessisches Landesamt für Naturschutz, Umwelt und Geologie (Hrsg.): *Geologie von Hessen*. – 1. Aufl.: 88–110; Stuttgart (Schweizerbart).
- 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 diagram. – *Jour. Pet.*, **27**, 745–750; Oxford, United Kingdom.
- LE MAITRE, R.W. (EDITOR), STRECKEISEN, A., ZANETTIN, B., LE BAS, M.J., BONIN, B., BATEMAN, P., BELLINI, G., DUDEK, A., EFREMOVA, S., KELLER, J., MAMEYRE, J., SABINE, P.A., SCHMID, R., SORESENSEN, H. & WOOLLEY, A.R. (2002): A classification of igneous rocks and glossary terms. – 236 S.; United Kingdom (Cambridge University Press).
- MESCHÉDE, M. (1986): A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. – *Chem. Geol.*, **56**, 207–218; Elsevier, Amsterdam, Niederlande.
- NESBOR, H.-D. (1997): Petrographie der vulkanischen Gesteine. – In: BENDER, P., LIPPERT, H.-J. & NESBOR, H.-D.: *Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25000*, Bl. 5216 Oberscheid. – 2. Aufl.: 159–207, Abb. 8–14, Tab. 16–18; Wiesbaden (Hess. L.-Amt Bodenforsch.).

- NESBOR, H.-D. (2004): Paläozoischer Intraplattenvulkanismus im östlichen rheinischen Schiefergebirge – Magmenentwicklung und zeitlicher Ablauf. – *Geol. Jb. Hessen*, **131**, 145–182; Wiesbaden (Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie).
- NESBOR, H.-D. (2007): Paläozoischer Vulkanismus im Lahn-Dill-Gebiet – südöstliches Rheinisches Schiefergebirge (Exkursion E am 12. April 2007). – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F.* **89**: 193–216, 11 Abb.; Stuttgart.
- Nesbor, H.-D. (2019): Alpinotype Deckentecktonik im rheinischen Schiefergebirge (Exkursion I am 26. April 2019). – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F.* **101**: 197–226, 12 Abb.; Stuttgart.
- NESBOR, H.-D., BUGGISCH, W., FLICK, H., HORN, M. & LIPPERT, H.-J. (1993): Vulkanismus im Devon des Rhenoharzynikums. – Fazielle und paläogeographische Entwicklung vulkanisch geprägter mariner Becken am Beispiel des Lahn-Dill-Gebietes. *Geol. Abh. Hessen*, **98**, 3–87; Wiesbaden (Hess. L.-Amt Bodenforsch.).
- PEARCE, J.A. (1983): Role of the sub-continental lithosphere in magma genesis at active continental margins. – In: HAWKESWORTH, C.J. and NORRIS, M.H. (eds.), *Continental basalts and mantle xenoliths*. – 230–249; Nantwich (Shiva).
- RICCI, C.A. & SABATINIT, G. (1978): Petrographic affinity and geodynamic significance of meta-basic rocks from Sardinia, Corsica and Provence. – *N. Jb. Mineral. Mh.*, 1978: 23–38, 6 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- ROLLINSON, H. (1993): *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. – 352 S.; London (Longman Group UK Limited).
- TAYLOR, S.R. & MCLENNAN, S.M. (1985): *The continental crust: its composition and evolution*. – Blackwell Oxford, United States.
- WEDEPOHL, K.-H., MEYER, K. & MUECKE, G.K. (1983): Chemical composition and genetic relation of meta-volcanic rocks from the Rhenohercynian Belt of Northwest Germany. – In: MARTIN, H. EDER, F.E. (Hrsg.): *Intercontinental fold belts*. – 231–256; Berlin, Heidelberg (Springer).
- WINCHESTER, J.A. & FLOYD, P.A. (1977): Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. – *Chem. Geol.*, **20**, 325–343; Elsevier, Amsterdam, Niederlande.

CHARLOTTE REDLER¹, HEINER FLICK², JOACHIM HARTMANN³, HEINZ-DIETER NESBOR^{1,4} & HOLGER G. ADELMANN⁵

Grube Ypsilanta bei Oberscheld - die Geologie im Besucherstollen

Kurzfassung

Der ehemalige Entwässerungsstollen der Roteisenstein-grube Ypsilanta bei Oberscheld führt als Besucherbergwerk auf 140 m Länge in einen vor Jahrzehnten eingestellten Untertage-Eisenerzabbau im Dillenburgischen. Neben Technischem gibt der Stollen Einblick in die lokale Geologie, für die einleitend kurz die regionalen Verhältnisse des Lahn-Dill-Gebietes (Teil des Rheinischen Schiefergebirges) vorgestellt werden. Nach einem der Sicherheit geschuldeten Ausbau setzt das Anstehende mit Pillowlaven ein, die nach einem Knick in der Stollenrichtung von Deckenlaven abgelöst werden. Interne Scherbewegungen darin sind an einem auffälligen Horizontaltalarnisch erkennbar. Diese metabasaltische vulkanische Abfolge (Deckdiabas-Formation) aus dem Unterkarbon wird kurz vor einem Querstollen an einer Abschiebung abgeschnitten, an deren Liegendseite die Dillenburg-Formation aus dem tiefsten Oberdevon (Frasnium) anstößt, im Weiteren gefolgt von den basaltischen Meta-Vulkaniklastiten der Diabas-Schal-

stein-Formation aus dem Oberen Mitteldevon (Givetium). Die Dillenburg-Formation besteht aus etwas kieseligen Rotschiefern und enthält neben einem geringmächtigen Erzlager mehrere Tuffhorizonte.

Die Stollenwände sind ab dem Abschnitt der Deckenlaven verschiedentlich von Kalzit überkrustet, der von durchsickern-den Wässern ausgeschieden wird und sich in der Stollenfirste entlang von Kluftflächen in kleinen Stalaktiten äußert. Schotter im randlich abfließenden Wasser sowie im unter Wasser stehenden Sohle am Ende des Stollens sind von Kalzit analog zu Höhlenperlen umkrustet.

Aus dem Abschnitt der Deckdiabas-Formation und der Dillenburg-Formation wurden insgesamt sechs Proben mittels Dünnschliffen näher untersucht. Die Gesteine sind insgesamt stark alteriert, jedoch lassen sich die wesentlichen Unterschiede zwischen Diabas, Tufflagen und Eisenerz gut darstellen.

Abstract

The drainage adit of 140 m length, used for dewatering the former hematite mine Ypsilanta near Oberscheld, acquaints visitors with underground mining of red iron ore as practiced in the Dillenburg area. The mine closed several decades ago. Besides some mining equipment on display, the adit gives insight into the local geology. The tour starts with a short introduction of the regional geology of the Lahn-Dill area as part of the Rheinisches Schiefergebirge. After passing a grouted part, cemented for ground safety, the outcrops start in pillow lavas, followed by volcanic sheet flows after a bend in the adit. Internal sheer zones within the flows contain conspicuous horizontal slickensides. These metabasaltic lavas are part of the Deckdiabas Formation of Lower Carboniferous age. They end at a normal fault near a cross cut. The footwall consists of the Dillenburg Formation of Frasnian age, followed by volcanoclastics

of the Givetian Diabas-Schalstein Formation. The Dillenburg Formation is made up of siliceous red shales enclosing a minor iron ore seam as well as several tuff bands.

Beginning with the sheet-flow lavas, the walls of the adit are partly covered by calcrete, precipitated by seepage from fissures together with small stalactites hanging from the roof. Calcite is also encrusting pieces of gravel in concentric shells precipitated out of running water in the drainage ruts alongside the walls, as well as underwater in a pool at the end of the adit.

Six samples out of the Deckdiabas and Dillenburg Formations have been looked at in thin section. The main characteristics of the metabasalts (diabase) as well as of the layers of volcanoclastics and iron ore could be examined despite strong alteration.

¹ Dr. Charlotte Redler, Hessisches Landesamt für Naturschutz, Umwelt und Geologie, Rheingastr. 186, D-65203 Wiesbaden, charlotte.redler@hlnug.hessen.de

² Dr. Ulrich Flick, Carl-Orff-Ring 5, D-87616 Marktoberdorf, uflick@gmx.de

³ Joachim Hartmann, Ludwigstr. 14a, D-35688 Dillenburg-Oberscheld, j.hartmann41@web.de

⁴ Dr. H.-D. Nesbor, Verdistr. 5, D-65193 Wiesbaden

⁵ Dr. Holger G. Adelman, Schillerstr. 11a, D-50968 Köln, E-Mail: holger.adelman@t-online.de

Inhalt

1 Einleitung	152
2 Das geologische Umfeld	152
3 Das geologische Stollenprofil	156
4 Petrographie der anstehenden Gesteine	160
5 Schlussbetrachtung	164
6 Schriftenverzeichnis	164

1 Einleitung

Vom Bergbau- und Feldbahnverein Schelderwald e.V. wird der ehemalige Wasserlösestollen der Roteisensteingrube Ypsilanta im Schelderwald als Besucherbergwerk betrieben. Die Grube liegt auf der Gemarkung von Oberscheld, einem Ortsteil der Stadt Dillenburg im Scheldetal, namensgebend für die TK 25 und GK 25 5216. Die Grube war bereits 1934 wegen mangelnder Rentabilität geschlossen worden. Das im Grubengebäude zusammenlaufende Grundwasser wird von der Stadt Dillenburg für Trinkwasser genutzt. Der Entwässerungsstollen wurde 1992 vom genannten Verein in Obhut genommen, geräumt und hergerichtet und erhielt vom damaligen Bergamt Weilburg die Genehmigung zum Betrieb als Besucherstollen.

Dieser wird zeitlich eingeschränkt gehandhabt (im Sommerhalbjahr am 1. Sonntag im Monat und nach Vereinbarung). Im Winterhalbjahr ist er zum Schutz der Fledermäuse gänzlich eingestellt.

Den Besuchern werden bei der Begehung (bergmännisch: Befahrung) des 140 m langen Stollens – dabei vorbei am versiegelten, auf 149 m abgeteuften Schacht – Geräte und Arbeitsweisen der im früheren Erzabbau tätigen Bergleute vorgestellt. Was hierbei bisher weitgehend ausgelassen werden musste, ist das, was die Geologie an Sehenswertem auf dieser Untertagestrecke zu bieten hat.

2 Das geologische Umfeld

Die Grube Ypsilanta baute auf den seit Mitte des 20. Jahrhunderts als Lahn-Dill-Typ bezeichneten Roteisenstein (QUADE 1970, 1976). Das hierfür namensgebende Lahn-Dill-Gebiet war eines der wichtigsten Reviere der früheren Eisenerzgewinnung in Deutschland und die Rohstoffbasis für die eisenschaffende Industrie in diesem Raum. Ein Zentrum dieses Bergbaus bildete das Scheldetal in seinen Nebentälern mit erster urkundlicher Erwähnung im 12. Jahrhundert (STOPPEL 1988), wozu die Grube Ypsilanta gehört hat (LIPPERT 1997, LIPPERT & FLICK 1998). Oberscheld selbst wurde für über 60 Jahre Hochofenstandort.

Das Lahn-Dill-Gebiet (Abb. 1) ist eine geologisch abgegrenzte Struktur im Südosten des Rheinischen Schiefergebirges mit einer Schichtenfolge von Devon bis Unterkarbon, bestehend aus den ortsständigen Gesteinseinheiten, dem Autochthon in Dill-Eder- und Lahn-Mulde sowie einer größeren Anzahl ortsfremder, allochthoner Einheiten (Abb. 2; FLICK 2010, FLICK & NESBOR 2019, 2021, NESBOR 2021). Das Autochthon umfasst die Gesteinsabfolge, die während des Devons und Unterkarbons auf dem südlichen Schelf von Laurussia (auch als Old-Red-Kontinent bezeichnet) abgelagert wurden. Dieser Ablagerungsraum nahm bis gegen Ende des Unterde-

vons dessen vorwiegend grobklastische Sedimente in einem großen Delta auf (STETS & SCHÄFER 2002, 2009). Nachlassende Materialzufuhr infolge fortgeschrittener Abtragung des Liefergebietes sowie steigender Meeresspiegel führten im Unteren Mitteldevon (Eifelium) zur Fazies der Wissenbacher Schiefer, mit denen das Lahn-Dill-Gebiet geologisch-stratigraphisch von Taunus und Siegerland abgegrenzt wird. Zu der tonigen Sedimentation, lokal unterbrochen durch Sandschüttungen aus dem Norden (Eifel-Quarzit, LIPPERT 1970), kommt ein leichter Karbonatgehalt. Es folgte im tieferen Oberen Mitteldevon (Givetium) die Styliolinen-Sandstein-Formation, abgelöst im höheren Mitteldevon von den Olistostrom-Ablagerungen der Uebernthaler-Formation (HUCKRIEDE 1992, BENDER et al. 1997) und dem in Zusammenhang mit einer Krustendehnung auf dem Schelf stehenden Vulkanismus der Givet-Frasne-Phase (NESBOR 1997, 2004), früher als Givet-Adorf-Phase (HENTSCHEL 1970) bezeichnet.

Diese bildete den Auftakt zu einem submarinen Vulkanismus, der sich in zwei Zyklen mit jeweils zwei Phasen der Aktivität äußerte, einmal mittel-/oberdevonisch und einmal unterkarbonisch, wobei jeweils nur die erste Phase eine erhebliche Verbreitung erfuhr (NESBOR 1997, 2004). Der Vulkanismus

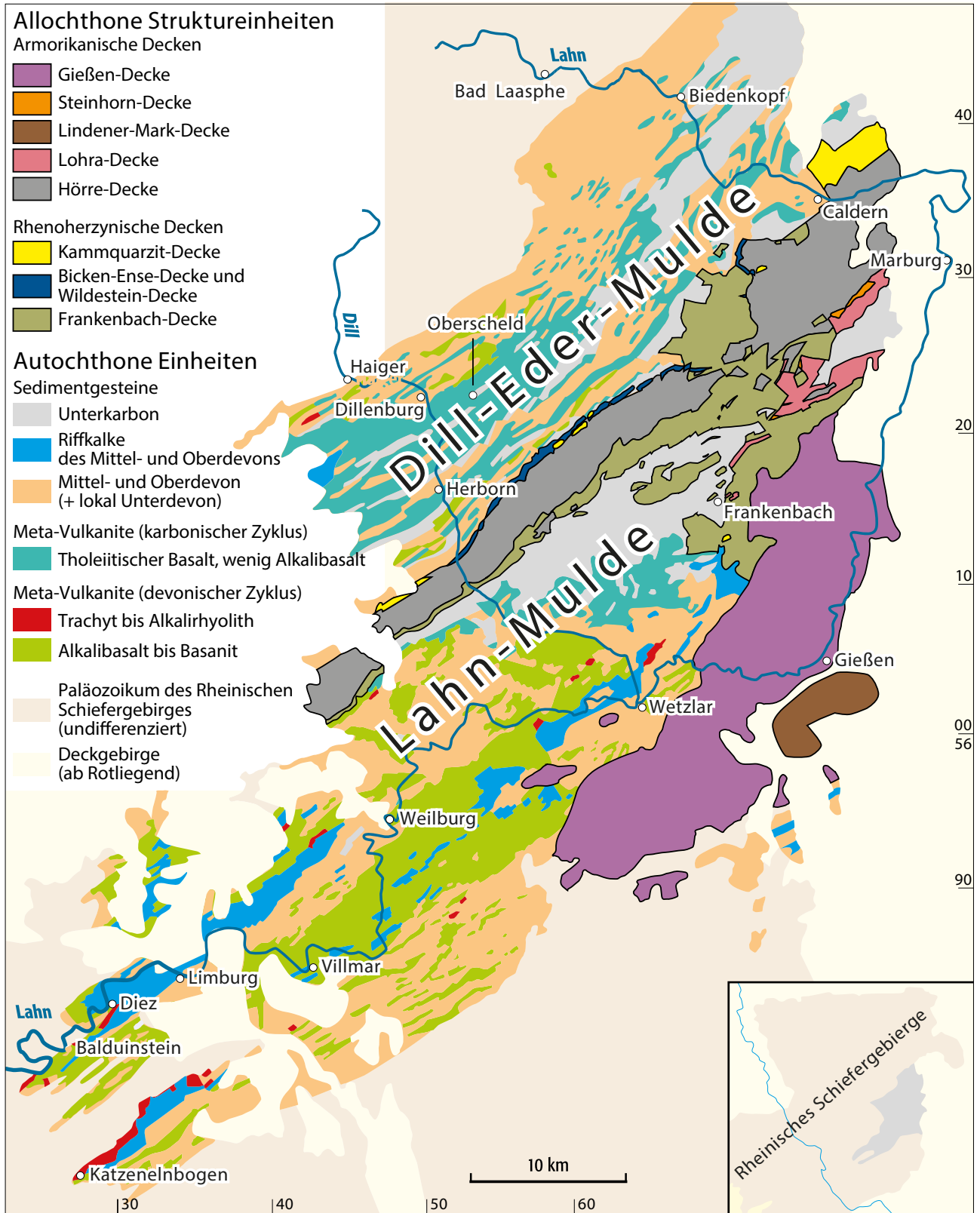


Abb. 1: Geologische Karte des Lahn-Dill-Gebietes (verändert nach FLICK & NESBOR 2021) mit Kennzeichnung der Lage von Oberscheld.

der Givet-Frasne-Phase war in erster Linie mit alkalibasaltischen bis basanitischen Schmelzen verknüpft. Dabei wurden submarine Zentralvulkane aufgebaut (NESBOR et al. 1993). In geringerem Umfang waren trachytische bis alkalirhyolithische Magmen beteiligt, deren Produkte überwiegend im Bereich der Lahn-Mulde angetroffen werden (Abb. 1). Aus der Dill-Eder-Mulde sind diese, außer dem Vorkommen von Langenaubach, aus ihren Abtragungsprodukten in einer Proximalfazies in der Dillenburg-Formation (SCHMINCKE 1988, LIPPERT & NESBOR 1997) und einer Distalfazies in der Buchenau-Formation zu erschließen.

Die basaltischen submarinen Zentralvulkane zeigen mit Zentral-, Proximal- und Distalfazies einen charakteristischen Aufbau (Abb. 3), wobei die als Schalstein bekannt gewordenen Vulkaniklastite unterschiedlicher Entstehung (NESBOR et al. 1993) im Bereich von Proximal- und Distalfazies volumemäßig den größten Anteil ausmachen. Nur selten wurde ein subaerisches, d.h. ein Inselstadium erreicht (KÖNIGSHOF et al. 2010). Die vulkanogenen Produkte waren nach ihrer Ablagerung früh diagenetischen Veränderungen ausgesetzt. Der damit einhergehende Mineralumbau führte zu einer Vergrünung des Gesteins. Aus dem massiven Basalt wurde ein Diabas (Meta-Basalt), aus den Lockerprodukten ein metabasaltischer Vulkaniklastit, der unter dem von den nassauischen Bergleuten geprägten Begriff des Schalsteins bekannt geworden ist. Letzterer war durch Kompaktion und dabei Austreiben von aufgeheiztem Porenwasser in besonderem Maße von den Umwandlungen betroffen. Vor allem mobilisierte Kieselsäure (SiO_2), Kalziumkarbonat (CaCO_3) und Eisenoxid (Fe_2O_3) setzten sich hierbei am Meeresboden ab und bildeten so die Roteisensteinvererzungen vom Lahn-Dill-Typ (FLICK et al. 1990), die im gesamten Rhenoharzynikum bei entsprechenden Ablagerungen angetroffen werden. Abbauwürdig war nur das sog. Grenzlager zum Ende der vulkanischen Aktivitäten. Die Bergbautradition endete 1983 mit der Betriebseinstellung der Grube Fortuna in Oberbiel bei Wetzlar, die mit einem Lagerstätteninhalt zwischen 5 und 10 Mio. t das größte Vorkommen der Roteisensteine im Lahn-Dill-Gebiet auswies und inzwischen zu einem Besucherbergwerk wurde.

Mit Abklingen der vulkanischen Aktivitäten sorgte im tiefen Oberdevon (Frasnium) ein differenziertes submarines Relief für vielfältige unterschiedliche Sedimentationsbedingungen. Deren prominenteste führten zu den Stromatoporen-Korallen-Riffen, die vielfach schon im Givetium einsetzten. In der Lahn-Mulde weit verbreitet und insbesondere in Zusammenhang mit dem sog. Lahnmarmor bekannt (BECKER & KIRNBAUER 1998, KÖNIGSHOF 2007, KIRNBAUER 2008, 2013, FLICK 2020), sind sie in der Dill-Eder-Mulde lediglich durch

eines bei Langenaubach/Breitscheid (Messtischblätter 5215 und 5315) vertreten. Im weiteren Oberdevon (Famennium) erfolgte zunehmend ein Reliefausgleich, an dem vor allem z.T. karbonatische Rotschiefer (sog. Kramenzelkalke) zusammen mit Sandablagerungen, den letzten Schüttungen vom Old-Red-Kontinent, beteiligt sind.

Im Wechsel zum Unterkarbon kam die klastische Sedimentation fast zum Erliegen. Auf die geringmächtigen Hangenberg-Schiefer (höheres Famennium bis tieferes Tournaisium) folgte mit den Liegenden Alaunschiefern eine euxinische, d.h. Sauerstoff-defizitäre Fazies. Diese wurden im höheren Tournaisium bis tieferen Viséum durch die Kulm-Kieselschiefer abgelöst, die den zweiten, den unterkarbonischen Vulkanzyklus begleiteten. Zunehmende Krustendehnung hatte in dessen erster Phase einen umfangreichen tholeiitischen (subalkalischen) Vulkanismus zur Folge (NESBOR 1997, 2004). Größere Wassertiefe und geringerer Gehalt an Fluiden führte im Vergleich zur Givet-Frasne-Phase zu nur unbedeutenden Vulkaniklastitablagerungen. Submarine Laven, vor allem Pillow-Laven, dominieren bei weitem – der typische Vulkan im Unterkarbon war ein Pillow-Vulkan (SCHMINCKE 1988). Dazu kamen in größerem Umfang auch doleritische Intrusionen in den subvulkanischen Unterbau, z. T. aus einem eigenständigen ultramafischem Bodensatz (Pikrite).

Das weitere Unterkarbon (mittleres bis höheres Viséum) brachte einen Umschwung im Sedimentationsgeschehen, indem von Süden geschüttete distale bis zunehmend proximale Turbidite – den heutigen Kulm-Tonschiefern und Kulm-Grauwacken – das Herannahen der variszischen Orogenese und damit die Schließung verbliebener Ozeanräume anzeigten. Danach endete die Sedimentation im Lahn-Dill-Gebiet. Im Zuge der variszischen Gebirgsbildung im Oberkarbon wurden die Abfolgen durch Faltung, Auf-, Über- und Seitenverschiebungen sowie durch eine Schieferung deformiert. Gleichzeitig erfolgte eine Überprägung durch eine schwache Metamorphose (Anchimetamorphose, Pumpellyit-Prehnit-Fazies). Dies betraf auch die das Allochthon bildenden Deckenverbände (Abb. 1), die zum einen als Armorikanische Decken auf der Südseite des Rheischen Ozeans im Armorikanischen Terran-Ensemble und zum anderen als Rhenoharzynische Decken auf der Nordseite des Rheischen Ozeans in Avalonia, Teil von Laurussia, wurzeln (ECKELMANN et al. 2014, NESBOR 2019, 2021, FLICK & NESBOR 2019, 2021). Nach dem radiometrisch ermittelten Durchgang der variszischen Deformation im Rheinischen Schiefergebirge (AHRENDT et al. 1978, 1983) ist für den Raum Oberscheld von einem Deformationsalter um 313 Ma (Millionen Jahre) vor heute auszugehen.

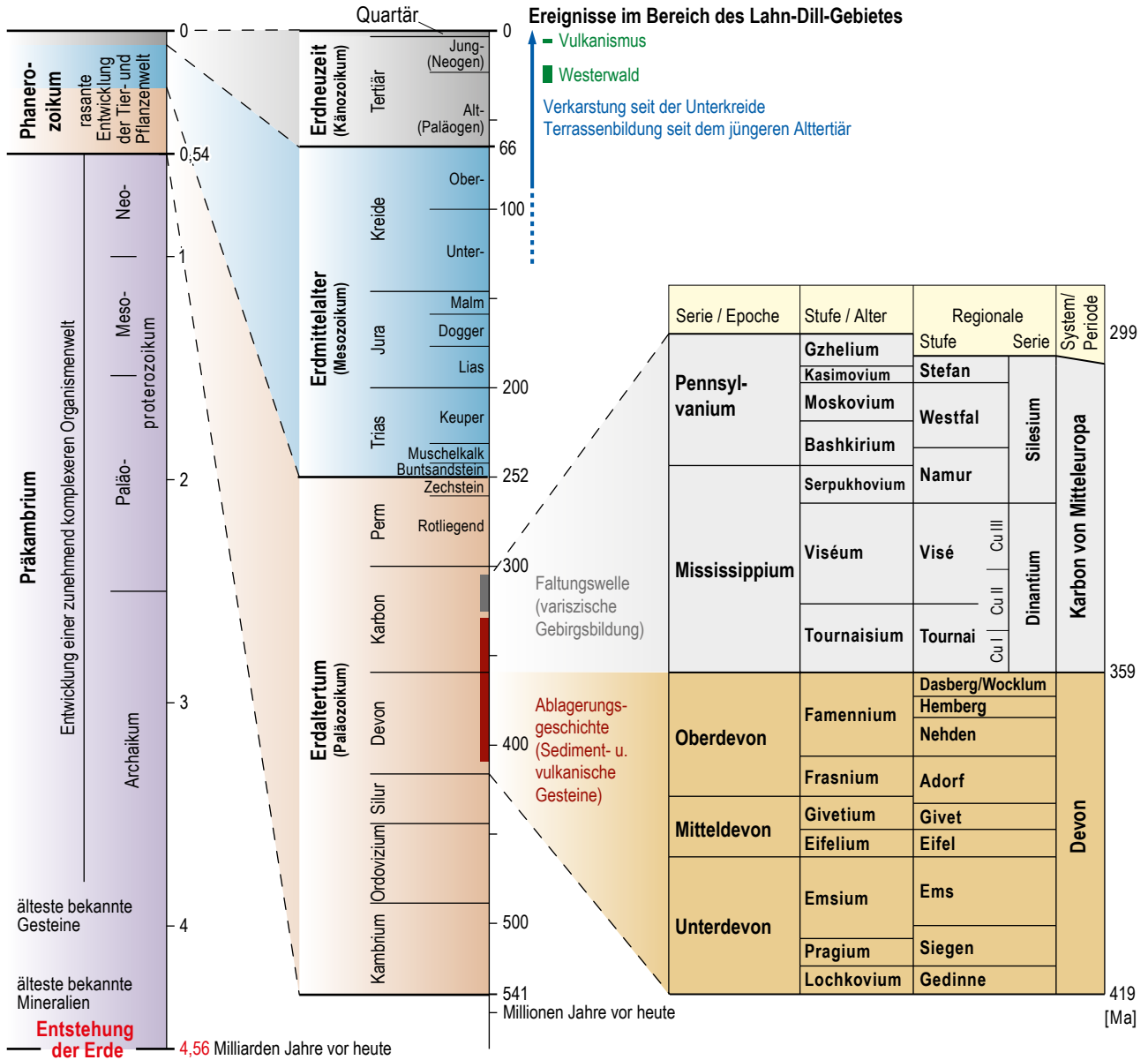


Abb. 2: Erdgeschichtliche Tabelle mit Auszug für Devon und Karbon (aus FLICK 2013, Zahlen aktualisiert).

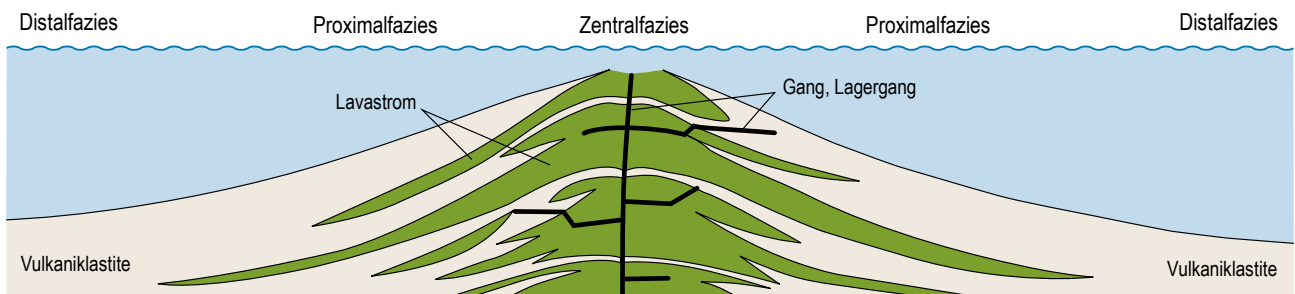


Abb. 3: Faziesmodell eines submarinen Vulkangebäudes der Givet-Frasne-Phase im Lahn-Dill-Gebiet (aus FLICK 2010, nach FLICK & NESBOR 1990).

3 Das geologische Stollenprofil

Die gesamte Länge des Stollens, mehrfach abgknickt von nordnordöstlicher in nordwestlicher Richtung, beträgt 140 m. Dazu kommt ein Querschlag von 27 m, der bei gut 115 m in südwestliche Richtung abzweigt (Abb. 4). Die ersten knapp 30 m ist der Stollen ausgebaut, zur Gewährleistung der erforderlichen Standsicherheit. Von der ausgebauten Strecke waren die letzten 10 m für eine Sprengstofflagerung in einer Nachnutzung durch eine Zwischentür abgetrennt worden.

Geologisch beginnt das Stollenprofil bei 29 m in den Pillow- (Kissen-)laven der Deckdiabas-Formation aus der Unterkarbon-Phase 1 (höheres Tournaisium bis unteres Viséum, Abb. 2). Auf der westlichen Seite blickt man gleich auf den Querschnitt eines Pillows mit typischen, Kalzit gefüllten Speichenrissen und einer Abschreckungskruste aus ehemals basaltischem Glas (Abb. 5). Die Pillowlaven begleiten den weiteren Stollenverlauf bis zum verfüllten Schacht zwischen 62 und 67,5 m. Dabei ist immer wieder nachzuvollziehen, dass es sich bei den Pillowlaven nicht um einzelne Kissen, sondern um Lavaschläuche gehandelt hat (Abb. 6). Deren geringe Durchmesser von nur wenigen Dezimetern sind ein Indiz für schon nachlassende Magmenförderung, wie das für den Top von Pillowvulkanen bekannt ist (SCHMINCKE 1988).

Mit dem Schacht knickt der Stollen von nordnordöstlicher bis nördlicher in nordwestliche Richtung ab (Abb. 4). Ab dort werden die Pillowlaven von massiven Deckenlaven abgelöst; ein Anzeichen für eine höhere Förderrate. Das Auftreten von

Eisenkiesel auf der nordöstlichen Seite hinter dem Schacht belegt eine Unterbrechung in den vulkanischen Aktivitäten. Nach der gesamten Abfolge im Stollen, die nach Nordwesten älter wird (Abb. 4), sind die Deckenlaven als Liegendes zu den Pillowlaven anzusehen.

Der weitere Verlauf des Stollens im Abschnitt der Deckenlaven orientiert sich bis vor dem nächsten (letzten) Knick bei knapp 100 m an einer Störungszone, die sich auf der südwest-



Abb. 5: Pillow-Querschnitt mit Kalzit-gefüllten Speichenrissen und Kalzit-Umkrustungen. Bildbreite ca. 60 cm.

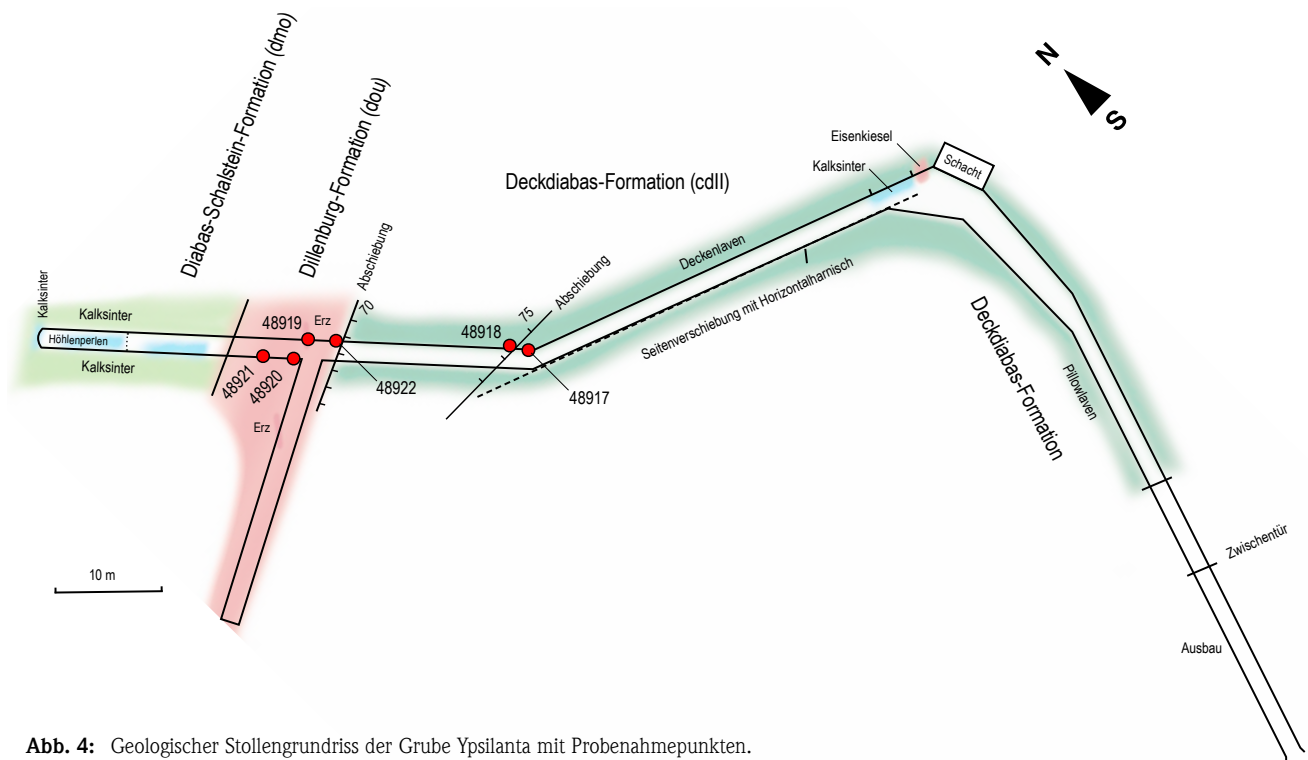


Abb. 4: Geologischer Stollengrundriss der Grube Ypsilanta mit Probenahmepunkten.



Abb. 6: Von Pillow-Schlauch umsäumter Pillow. Bildbreite ca. 1 m.



Abb. 7: Horizontalharnisch auf Seitenverschiebung. Bildbreite ca. 30 cm.

lichen Stollenwand durch einen $\pm$ horizontalen Harnisch ausgezeichnet (Abb. 7). Nach ihrer Orientierung (WNW–ESE) sowie den Abrissen der Harnischstriemen handelt es sich um eine linkssinnige Seitenverschiebung. Diese Störung endet offensichtlich wenige Meter nach dem Knick an einer Ost–West verlaufenden, Kalzit gefüllten Störung, die mit 75° nach Nor-

den einfällt, denn die Seitenverschiebung müsste ansonsten in streichender Verlängerung im Stollenquerschlag auftauchen (Abb. 4). Der dichte Meta-Basalt der Deckenlaven geht im weiteren Verlauf in einen grobkörnigen Meta-Dolerit über, wobei die Aufschlussverhältnisse im Stollen nicht erkennen lassen, ob es sich um den Basisbereich einer mächtigen Deckenlava oder eine eigenständige Intrusion handelt.

Die Deckdiabas-Formation endet bei 114 m an einer SW–NE streichenden und 70° SE-fallenden Störung, die eine Abschiebung darstellt. Im Liegenden der Störung steht mit der Dillenburg-Formation tiefstes Oberdevon (tiefes Frasnium) an. Damit wird deutlich, dass es sich um eine bedeutende Störung handelt. An ihr fällt die Schichtenfolge des weiteren Oberdevons bis einschließlich Unterkarbon I aus (höheres Frasnium bis tieferes Tournaisum, vgl. Abb. 2), die einige 100 m Ab-



Abb. 8: Dünner Eisenerz-Horizont in Stollenwand gegenüber Abzweig. Bildbreite ca. 1 m.



Abb. 9: Eisenerz-Horizont (Scheckenerz) in Stollenfirst des Abzweigs. Bildbreite ca. 80 cm.



Abb. 10: Dünne Aschentufflagen innerhalb Dillenburg-Formation. Auf-schiebende Wirkung an kleiner Störung durch Kalzit-gefüllte Fiederklüfte bestätigt. Bildbreite ca. 60 cm.



Abb. 11: Abfolge dünner Aschentufflagen innerhalb Dillenburg-Formation (rechts). Bildbreite ca. 1 m.



Abb. 12: Grenze Dillenburg-/Diabas-Schalstein-Formation. Bildbreite ca. 1 m.



Abb. 13: Durch Oxidation violett gefärbter sog. Edler Schalstein (Diabas-Schalstein-Formation), bestehend aus kleinen Pillowrand-Bruchstücken und Fragmenten aus ehemals basaltischem Glas. Bildbreite ca. 30 cm.



Abb. 14: Kalzit-Sinterschnüre an Stollenwand. Bildbreite ca. 3 m.

lagerungen aus einem Zeitabschnitt von ca. 20 Ma umfasst. Die Dillenburg-Formation repräsentiert einen Aufarbeitungshorizont aus der Zeit des Ausklingens der vulkanischen Aktivitäten der Givet-Frasne-Phase. Abgesehen vom Vorkommen am Lindenberg bei (Haiger-) Langenaubach handelt es sich im Dillenburg-Raum vornehmlich um die Abtragungsprodukte trachytischer Vulkaninseln (s. SCHMINCKE 1988).

Die Dillenburg-Formation ist im Stollen auf knapp 10 m Breite, im Querschlag etwas schief zum Streichen noch auf gut 20 m Länge aufgeschlossen und fällt durch ihre kräftig rote Farbe auf, die durch Vererzungsspuren und Einkieselung in den gut geschichteten Tonschiefern bedingt ist. Gegenüber dem Abzweig des Querstollens ist ein 5 cm breiter Eisenerzband eingeschlossen (Abb. 8), ein weiterer bis 30 cm Breite im Querstollen, das dort aus einem scheckigen Roteisenstein (Hämatit) besteht und rasch auskeilt (Abb. 9). In der Strecke nach dem Querschlag sind mehrere, durch ihre helle Farbe auffallende Aschentuffhorizonte bis über 10 cm Mächtigkeit eingeschaltet (Abb. 10, 11). Diagenetische Umsetzungen haben in deren Liegenden wie Hangenden zur Ausbildung von regelrechten Kiesel-schiefern geführt.

Den Abschluss im Stollen (ab 122 m) bilden als stratigraphisch Liegendes unter der Dillenburg-Formation die in das Obere Mitteldevon (Givetium) gehörenden metabasaltischen Vulkaniklastite der Diabas-Schalstein-Formation (Givet-Frasne-Phase, Abb. 4 und 12). Sie entstanden im Wesentlichen durch Fragmentierungsprozesse beim submarinen Fließen der basaltischen Lava. Entsprechend bestehen sie aus Pillowbruchstücken und ursprünglich basaltischem Glas (Abb. 13). Auf ehemaligen Vulkaninseln explosiv geförderte Lapillituffe sind selten (vgl. NESBOR & FLICK 1988, NESBOR et al. 1993). Im Stollen ist der Schalstein auf Grund von Kalküberkrustungen schlecht aufgeschlossen oder durch stehendes Wasser in der Stollensohle nicht zugänglich.

Ausscheidungen von Kalzit sind im gesamten Stollenbereich in bzw. auf Wänden und Decke anzutreffen. Im nordnordöstlich verlaufenden Abschnitt der Pillowlaven bis zum Schacht tritt der Kalzit als Füllung von Zwickeln und Speichenrissen auf, im folgenden nordwestlichen Streckenabschnitt von den Deckenlaven bis zum Ende im Schalstein bildet er Sinterabsätze auf Wänden und Decke. Ausgehend von Klüften, Störungen oder Rissen sickert dort Wasser aus und führt zu Überkrustungen auf den Wänden durch senkrechte Sinterschnüre (Abb. 14). So zeichnen diese auf der nordöstlichen Stollenwand in der Deckenlava hinter dem Eisenkiesel den Verlauf einer Störung mit steigender Austrittslinie nach (Abb. 15). Mehrfach schließen sich die Kalkausscheidungen zu einer Sintertapete flächig zusammen, die örtlich in Umkrustungen der zu besseren Begehbarkeit der Stollensohle eingebrachten Schotter ausläuft (Abb. 16). Den größten Umfang erreichen die Sintertapeten im Endabschnitt des Stollens im Bereich der givetischen Meta-Vulkaniklastite, dem Schalstein (Abb. 17). Dort steht die Sohle auf den letzten 8,5 m unter Wasser, worin die



Abb. 15: Kalzit-Sinterschnüre, Störung anzeigend. Bildbreite ca. 2 m.



Abb. 16: Kalkumkrusteter Schotter im abfließenden Wasser am Stollenrand. Bildbreite ca. 40 cm.



Abb. 17: Stollenende mit Kalksintertapeten. Bildbreite ca. 2,5 m.

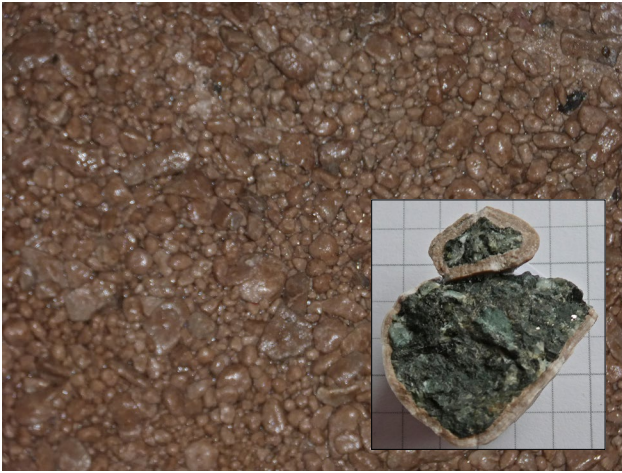


Abb. 18: Höhlenperlen in den unter Wasser stehenden letzten Metern vor dem Stollenende, entstanden durch Umkrustung von Splitt-Partikeln (Splitt stammt aus Steinbruch Rinkenbach bei Oberscheld). Bildbreite ca. 20 cm.



Abb. 19: Aus Tropfwasser an der Stollendecke gebildete Zahnreihen von Kalksinter. Bildbreite ca. 50 cm.

einzelnen Partikel des zur Schotterung der Stollensohle eingebrachten Diabas-Splitts zu Höhlenperlen überkrustet wurden (Abb. 18). Zusätzlich haben sich an der Decke kleine Stalaktiten gebildet, die regelrechte Zahnreihen bilden (Abb. 19). Da

der Splitt erst mit der Wiederaufwältigung des Stollens durch den Bergbau- und Feldbahnverein Schelderwald e.V. im Jahr 1992 eingebracht wurden, wird deutlich, wie schnell solche Kalkausscheidungen zu Überkrustungen führen.

4 Petrographie der anstehenden Gesteine

Für eine genauere petrographische Untersuchung wurden sechs Proben im Stollen genommen: zwei am Kontakt der Dillenburg-Formation mit der Deckdiabas-Formation (48917 und 48918) und vier Proben innerhalb der Dillenburg-Formation, um genauere Erkenntnisse über die Vererzung (48979) und die umgelagerten Vulkaniklastite (48920–48922) zu gewinnen (Abb. 4). Generell sind alle Proben einer relativ starken Alteration und Mineralumwandlung ausgesetzt gewesen, so dass nahezu keine frischen Partien mehr existieren. Sehr häufig sind Pseudomorphosen vorhanden, so dass nur auf Grund der noch vorhandenen Kristallform der Minerale auf die ursprüngliche Gesteinszusammensetzung geschlossen werden kann.

Wie bereits erwähnt, ist der Kontakt von der Dillenburg-Formation zur Deckdiabas-Formation durch eine prominente Störungszone gekennzeichnet. Proben 48917 und 48918 wurden vom Stolleneingang aus kommend vor dieser Zone (Probe 48917) bzw. in Richtung Feldort (Probe 48918) genommen, allerdings noch im nahezu direkten Kontakt zueinander (Abb. 4). Die ehemalige glasige Grundmasse von Probe 48917 ist nahezu vollständig in Chlorit und Leukoxen (ein Gemenge aus eisen- und titanhaltigen Mineralen) umgewandelt (Abb. 20a). Die Einsprenglinge sind pseudomorph verändert und vollständig zu Karbonat umgewandelt. Die Mineralform

zeigt allerdings, dass es sich hierbei um ehemalige Olivinkristalle handelt. Auffällig ist, dass diese Olivinkristalle zum Teil Schmelzeinschlüsse zeigen (Abb. 20d). Die Probe enthält einige rundliche bis ovale Strukturen (Abb. 20c), bei denen es sich um Karbonat gefüllte Blasen Hohlräume handelt. Strukturell fallen bräunliche, rundliche Bruchkanten besonders ins Auge (Abb. 20b und e). Die Formen erinnern stark an zerbrochene Mini-Pillows; deren Rand an eine glasartige, inzwischen alterierte Außenhaut. Durch die komplette Probe ziehen sich mit Kalzit gefüllte Klüfte, die unter anderem den vorhandenen Mini-Pillow durchschlagen (Abb. 20e). Es lassen sich hier mehrere Generationen Kalzit erkennen. Akzessorisch tritt Zirkon auf, der innerhalb von Feldspatkristallen pleochroitische Höfe zeigt.

Probe 48918 (Abb. 4) zeigt zwei strukturell unterschiedlich ausgebildete Bereiche. Bereich 1 ist feinkristallin und komplett karbonatisiert, so dass nahezu keine Mineralrelikte mehr vorhanden sind (Abb. 20f). Teilweise ist rekristallisierter Quarz (nach amorphem Glas) vorhanden. Dieser Bereich ist zudem stark geschiefert und kann als ehemaliger Hyaloklastit angesprochen werden. Der zweite Bereich ist deutlich feinkörniger ausgebildet (Abb. 20g). Es handelt sich hier um einen Silt- bis Tonschiefer, bei dem zwei Bereiche tektonisch gegeneinander versetzt wurden. Im rechten Teilbereich von Abb. 20g lassen

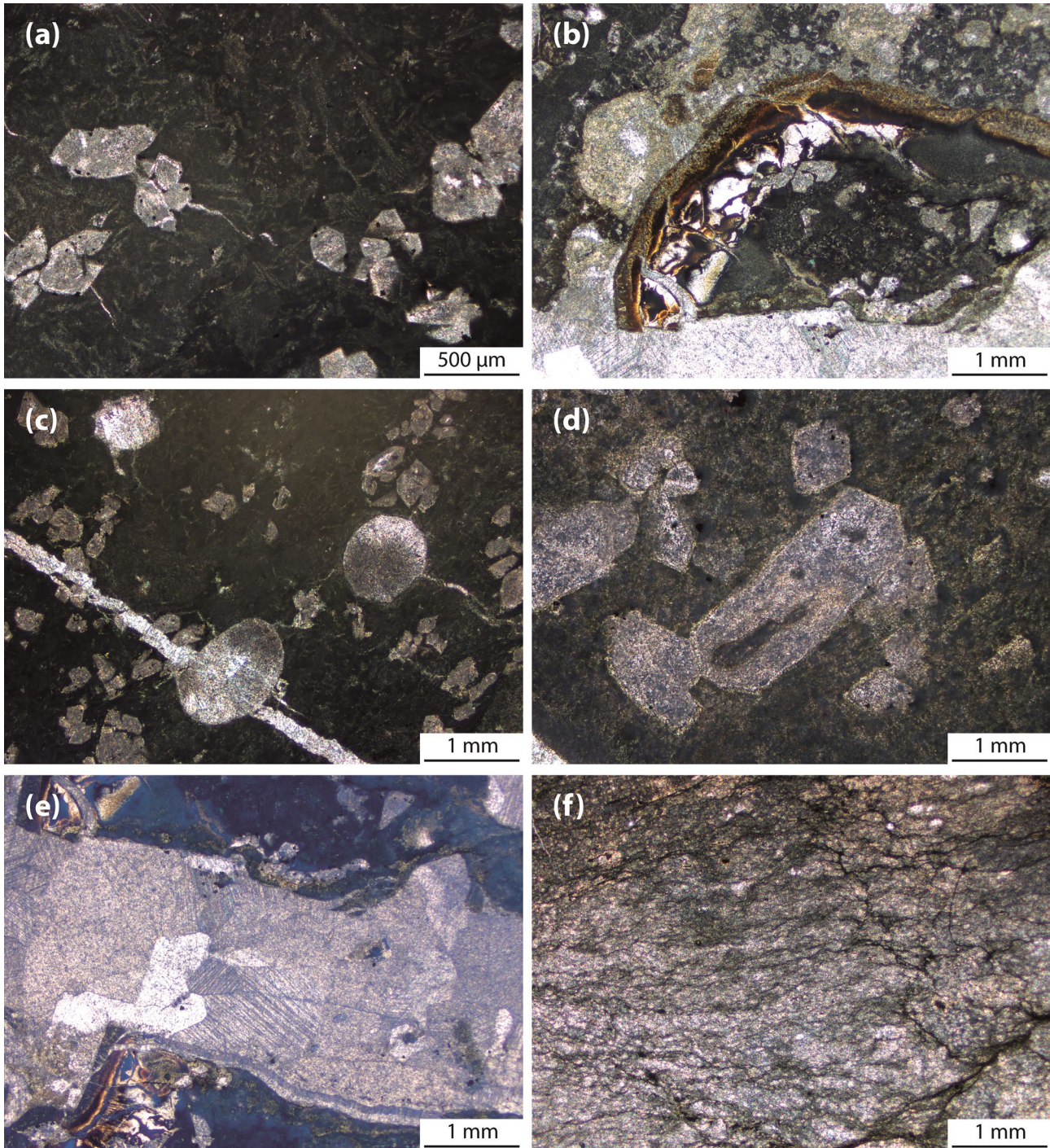


Abb. 20: Dünnschliffphotos aus dem Stollen der Grube Ypsilanta (Probenpunkte in Abb. 4 angegeben). a-e = Probe 48917, f-h = Probe 48918; i-j = Probe 48919, k-l = Probe 48920, m-n = 48921 und o-p = Probe 48922. Probe 48917: **a)** Olivinrelikte in einer ehemaligen glasigen Grundmasse, die vollständig Chlorit und Leukoxen umgewandelt ist. **b)** Ausschnitt eines zerbrochenen Mini-Pillows, der von einer Kalzitader (unterer Teil) begrenzt wird. Auffällig ist der bräunliche, limonitisierte, gerundete Rand. **c)** Runde, mit Kalzit gefüllte Blasen Hohlräume. **d)** Relikte von Olivin, die pseudomorph verändert wurden und vollständig karbonatisiert sind. Auffällig sind die Schmelzeinschlüsse im großen Olivinkristall. **e)** Mehrere mm breite Kalzitader, die den bereits in b) erwähnten Mini-Pillow durchschlägt (oberer und unterer Bereich). Die Bruchstücke des Mini-Pillows sind einige mm gegeneinander versetzt. Es lassen sich verschiedene Generationen Kalzit feststellen. Probe 48918: **f)** Umgelagerter, kalzitisch zementierter und z.T. durch Kalzit verdrängter, geschieferter Hyaloklastit. Es sind keinerlei Mineralrelikte erkennbar.

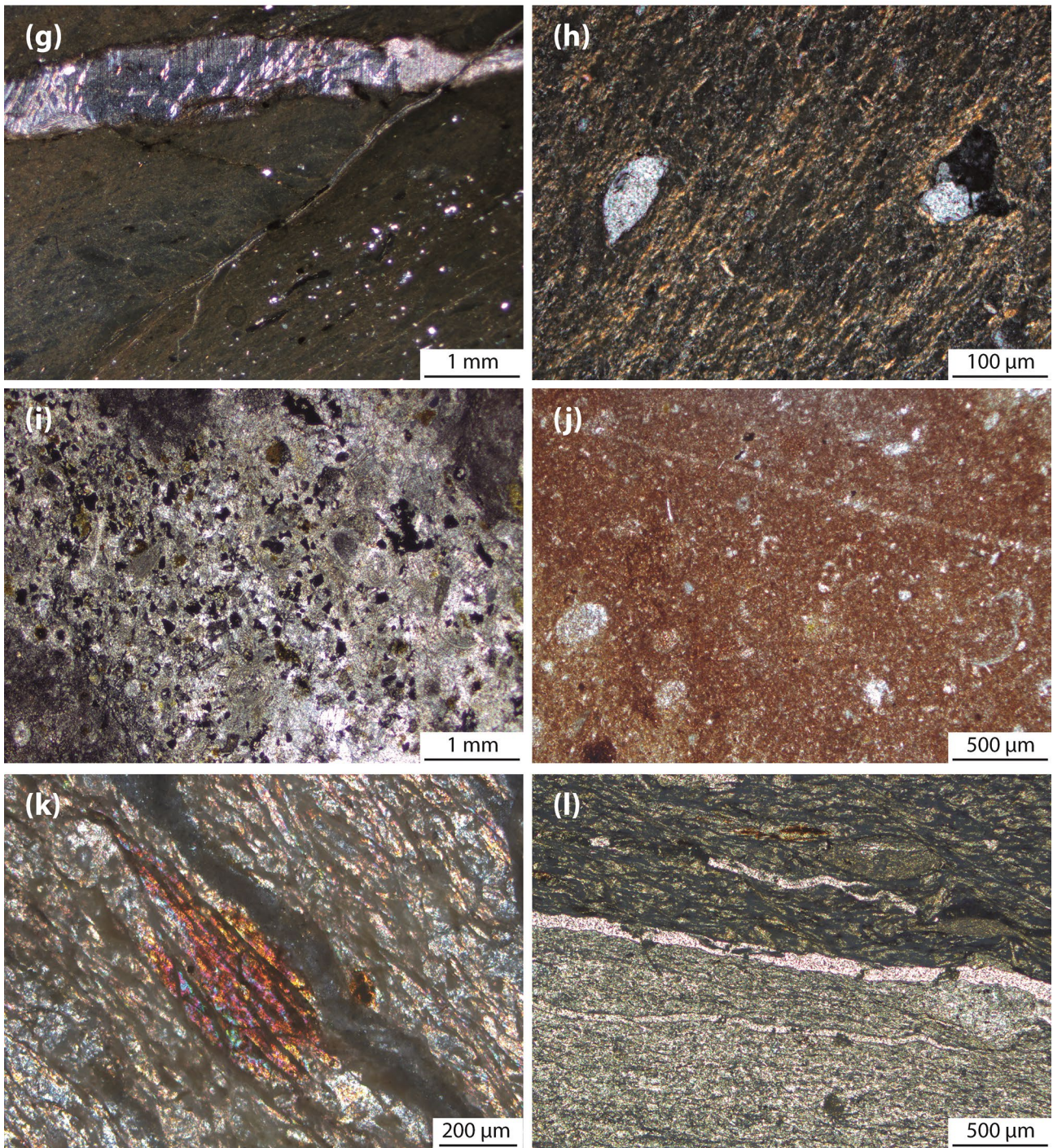


Abb. 20: **g)** Tektonisch gegen einander versetzte Bereiche eines Siltstein/Siltschiefer, der von einem Kalzitband durchzogen wird. **h)** Geschieferter Bereich aus **g)** in Nahaufnahme. Kleine elongierte Minerale von Apatit und Quarz sind erkennbar. Probe 48919: **i)** Feinkörniger, karbonatisierter und rekristallisierter, basaltischer Vulkaniklastit. Ein hoher Anteil an opaken Mineralen ist vorhanden. Ehemalige glasige Bereiche (oben rechts und unten links) sind zu Chlorit und Leukoxen umgewandelt. **j)** Sedimentärer Bereich der Probe, der nahezu vollständig limonitisiert und hämatitisiert ist. Vereinzelt sind Quarze erkennbar, bei einigen Strukturen (z.B. rechter Rand) handelt es sich möglicherweise um ehemalige Fossilreste. Probe 48920: **k)** Ausschnitt aus einem geschieferten und vollständig karbonatisierten, basaltischen Vulkaniklastit. **l)** Übersicht desselben Vulkaniklastits, dessen Bereiche unterschiedlich stark geschiefert und rekristallisiert sind.

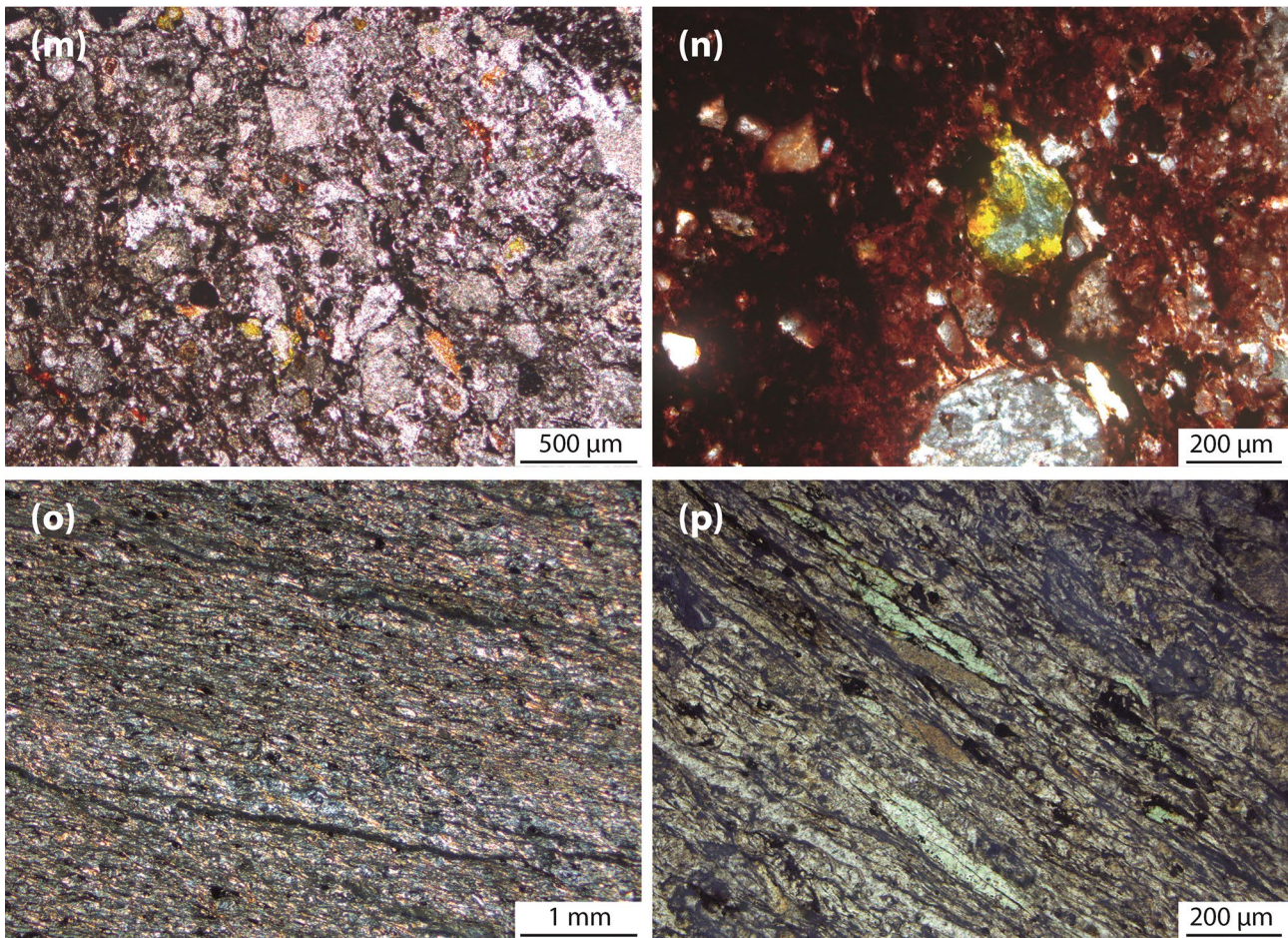


Abb. 20: Probe 48921: **m)** Relativ grobkörniger Bereich eines Tuffits aus überwiegend trachytischem und glasigem Material. Zum Teil sind noch Feldspäte und vereinzelt ehemalige Schichtsilikate erkennbar. Die Probe ist vollständig rekristallisiert. **n)** Limonitisierter und hämatitisierter Bereich der selben Probe wie in m). In der Mitte lässt sich ein reliktsches Mineral erkennen, das in Chlorit umgewandelt ist. Probe 48922: **o)** Stark geschieferter, basaltischer Vulkaniklastit. Im mittleren Bereich ist rekristallisierter Quarz erkennbar (ehemaliges Glas). **p)** Nahaufnahme von o). Die grünlichen, langgestreckten Minerale sind chloritisierte mafische Minerale.

sich eingeregelter Quarze erkennen, unter starker Vergrößerung können zudem Apatite identifiziert werden (Abb. 20h). Die Grundmasse kann nicht weiter aufgelöst werden. Wie die vorherigen Proben wird auch diese von Kalzit gefüllten durchzogen.

Ein vererzter Bereich innerhalb der Dillenburg-Formation, der von schmalen, nicht vererzten Bereichen durchzogen wird, wurde beprobt (48919; Abb. 4). Ein Ausschnitt eines solchen nicht vererzten ursprünglichen Bereichs ist in Abb. 20i dargestellt. Auffällig ist die Anreicherung vieler opaker Komponenten, bei denen es sich zum einen um Fe-Mineralien handelt, zum anderen treten auch Lithoklasten auf. Die Mehrzahl der opaken Phasen zeigt einen bräunlichen Saum und ist in Leukoxen umgewandelt. Viele farblose Klasten oder ehemalige Einsprenglinge sind vollständig karbonatisiert (Abb. 20i und j). Vereinzelt lassen sich Mineralreste von brauner und gelber Eigenfarbe erahnen, bei denen es sich vermutlich um ehemalige,

vollständig alterierte mafische Minerale handelt. Das Gestein selbst ist ein umgelagerter, basaltischer Vulkaniklastit mit ehemaligen, glasigen Anteilen. Im vererzten Teil der Probe lassen sich innerhalb der rötlich-bräunlichen Grundmasse noch einzelne, stark alterierte Mineralklasten ausmachen, teilweise liegt die Vermutung nahe, dass es sich um Fossilreste (Schalenbruchstücke) handeln könnte (Abb. 20j). Die Menge an Quarz lässt darauf schließen, dass es sich hier um ein feinkörniges Sedimentgestein handelt. Die rötlich-bräunliche Farbe der Grundmasse ist auf Limonit und Hämatit zurückzuführen.

Die Probe eines umgelagerten, basaltischen Vulkaniklastits (48920; Abb. 4) innerhalb der Dillenburg-Formation ist generell stark geschiefert, jedoch lassen sich im Dünnschliff unterschiedliche Bereiche erkennen. In einem Bereich sind größere, stark zerdrückte Minerale vorhanden (Abb. 20k), bei denen es sich wie in der kompletten Grundmasse vermutlich um Kalzit handelt. Die sehr feinkörnigen Schichten sind wel-

lenförmig verbogen, stark serizitisiert und bestehen häufig aus mikrokristallinem Quarz, Karbonat, teilweise auch aus Tonmineralen. Einige opake Minerale sind vorhanden. Ein zweiter Bereich ist nahezu vollständig in Chlorit und Leukoxen umgewandelt (Abb. 20l oben), jedoch sind Formen langgezogener, abgeplatteter Klasten erkennbar. Deren Form spricht für eine tektonische Beanspruchung, eventuell eine beginnende Zerschierung. Ein weiterer Bereich (Abb. 20l unten) ist im Vergleich eher mittelkörnig ausgebildet, und es sind kleine Quarzkristallite vorhanden. Dieser Bereich zeigt keine Einregelungen oder Klasten oder Einsprenglinge, das Gefüge erscheint rekristallisiert. Es ist von eher hellgrüner Farbe im Dünnschliff, was auf fein verteilten Chlorit hindeutet. Dieser wiederum ist ein Hinweis darauf, dass es hier ehemals mafische Minerale oder Fe-haltige Oxide/Hydroxide gab.

Ein Tuffit innerhalb der Dillenburg-Formation wurde beprobt (48921; Abb. 4). Dieser tritt als Zwischenlage im vererzten Bereich auf. Die Probe lässt sich, wie die oben beschriebene Probe 48919 in zwei Bereiche gliedern, wovon einer den ursprünglichen Tuffit, und der andere einen limonitisierten/hämatitisierten Bereich darstellt. Der unveränderte Bereich zeigt viel trachytisches und glasiges Material, zum Teil sind

Feldspatrelikte erkennbar (Abb. 20m). Sofern mafische Minerale vorhanden waren, handelte es sich um Pyroxene, die vollständig chloritisiert sind. Das Gefüge, sofern noch erkennbar, zeigt keinerlei Einregelung und die Anwesenheit einzelner Lithoklasten gibt den Hinweis darauf, dass es sich um einen umgelagerten Vulkaniklastit handelt. Einige wenige Minerale können als Apatit identifiziert werden. Der zweite Bereich ist hämatitisiert bzw. limonitisiert, es lassen sich jedoch noch vereinzelt trachytische Komponenten erkennen. Die Grundmasse ist dicht und von rotbrauner Farbe. Einzelne Mineralrelikte sind noch erkennbar (Abb. 20n), bei denen es sich um nahezu vollständig zu Chlorit umgewandelte mafische Komponenten handelt. Vielfach tritt Quarz als Rekristallisationsprodukt auf.

Probe 48922 ist erneut ein umgelagerter, basaltischer Vulkaniklastit (48922; Abb. 4, Stollengrundriss), der eine deutliche Schieferung zeigt und sehr feinkörnig ausgebildet ist (Abb. 20o und p). Die ursprüngliche Zusammensetzung ist stark alteriert, und es treten vorwiegend Serizit und Chlorit auf. Einzelne, chloritisierte Klasten lassen sich als ehemalige mafische Minerale erkennen (Abb. 20p). Die Probe enthält viele opake Phasen. Fein verteilt sind Muskovitschüppchen vorhanden.

5 Schlussbetrachtung

Die Grube Ypsilanta bei Oberscheld bietet in ihrem zum Besucherbergwerk umgewidmeten ehemaligen Wasserlösestollen unabhängig von bergbautechnischer Anschauung einen Ausschnitt aus der paläozoischen Schichtenfolge des Lahn-Dill-Gebietes, die einen Besuch lohnt.

6 Schriftenverzeichnis

- AHRENDT, H., HUNZIKER, J. C. & WEBER, K. (1978): K/Ar-Altersbestimmungen an schwach-metamorphen Gesteinen des Rheinischen Schiefergebirges. – *Z. dt. geol. Ges.*, **129**: 229–247, 23 Abb., 2 Tab., 3 Taf.; Hannover.
- AHRENDT, H., CLAUER, N., HUNZIKER, J. C. & WEBER, K. (1983): Migration of folding and metamorphism in the Rheinische Schiefergebirge deduced from K-Ar and Rb-Sr Age determinations. – In: MARTIN, H. & EDER, F. W. (Eds.): *Intracontinental Fold Belts*: 323–338, 5 Abb., 1 Tab.; Berlin (Springer).
- BECKER, A. & KIRNBAUER, T. (1998): Zur Gewinnung und Verwendung des Lahnmarmors. – In: KIRNBAUER, T. (Hrsg.) unter Mitarb. von SCHNEIDER, J.: *Geologie und hydrothermale Mineralisationen im rechtsrheinischen Schiefergebirge*. – *Jb. nass. Ver. Naturkde.*, Sb. 1: 237–44, Abb. 63–65, Tab. 12; Wiesbaden.
- BEHNISCH, R. (1993): Faziesabhängige Ablagerungsprozesse devonischer Vulkaniklastite im Schalstein-Hauptsattel (mittlere Lahn-Mulde). – *Geol. Abh. Hessen*, **98**: 89–149, 29 Abb.; Wiesbaden.
- BENDER, P., LIPPERT, H.-J. & NESBOR, H.-D. (1997): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Blatt 5216 Oberscheld. – 2. Aufl.: 421 S., 41 Abb., 28 Tab., 2 Beibl.; Wiesbaden (Hess. L.-Amt Bodenforsch.).
- ECKELMANN, K., NESBOR, H.-D., KÖNIGSHOF, P., LINNEMANN, U., HOFMANN, M., LANGE, J.-M. & SAGAWA, A. (2014): Plate interactions of Laurussia and Gondwana during the formation of Pangaea – Constraints from U-Pb LA-SF-ICP-MS detrital zircon ages of Devonian and Early Carboniferous siliciclastics of the Rhenohercynian zone, Central European Variscides. – *Gondwana Research*, **25**: 1484–1500, 8 Abb., 21 Tab.; Amsterdam etc. (Elsevier).
- FLICK, H. (2010): Lahn-Dill-Gebiet. Riffe, Erz und edler Marmor. – *Streifzüge durch die Erdgeschichte*, hrsg. von G. MEYENBURG. – 116 S., zahlr. Abb. u. Tab.; Wiebelsheim (Quelle & Meyer, Edition Goldschneck).
- FLICK, H. (2013): Das Rheinische Schiefergebirge – eine geologische Geschichte. – *Aufschluss*, **64**: 208–237, 37 Abb.; Heidelberg.

- FLICK, H. (2020): Lahnmarmor – die geologischen Grundlagen. – Jb. Nass. Ver. Naturkde, **141**: 27–42, 15 Abb.; Wiesbaden.
- FLICK, H. & NESBOR, H.-D. (2019): Lahn-Dill-Gebiet – eine geologische Einheit im Rheinischen Schiefergebirge. – Aufschluss, **70**: 263–277, 15 Abb.; Heidelberg.
- FLICK, H. & NESBOR, H.-D. (2021): Lahn-Dill-Gebiet. – In: Hessisches Landesamt für Naturschutz, Umwelt und Geologie (Hrsg.): Geologie von Hessen: 49–77, 14 Abb., 1 Tab.; Stuttgart (Schweizerbart).
- FLICK, H., NESBOR, H.-D. & BEHNISCH, R. (1990): Iron ore of the Lahn-Dill type formed by diagenetic seeping of pyroclastic sequences – a case study on the Schalstein section at Gänsberg (Weilburg). – Geol. Rdschau., **79**: 401–415, 11 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- HENTSCHEL, H. (1970): Vulkanische Gesteine. – In: LIPPERT, H.-J., unter Mitarbeit von HENTSCHEL, H. & RABIEN, A.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Bl. 5215 Dillenburg. – 2. Aufl.: 314–374, Tab. 27–36; Wiesbaden (Hess. L.-Amt Bodenforsch.).
- HUCKRIEDE, H. (1992): Das Barytlager von Günterod in der Dillmulde (Rheinisches Schiefergebirge, Deutschland): eine allochthone Scholle in givetischen Debris-Flow-Sedimenten. – Geol. Jb. Hessen, **120**: 117–144, 8 Abb.; Wiesbaden.
- KIRNBAUER, T. (2008): Nassauer Marmor oder Lahnmarmor – ein weltweit bekannter Naturwerkstein aus Deutschland (Nassau Marble or Lahn Marble – a famous Devonian dimension stone from Germany). – In: SIEGESMUND, S. & SNETHLAGE, R. (Hrsg.): Denkmalgesteine – Festschrift Wolf-Dieter Grimm. – Schriftenr. dt. Ges. Geowiss., **59**: 187–218, 11 Abb., 3 Tab., 4 Taf.; Hannover.
- KIRNBAUER, T. (2013): Lahnmarmor, Nassauer Marmor. Eigenschaften, Abbau und Verwendung. – Restaurator im Handwerk. Die Fachzeitschrift für Restaurierungspraxis, [Jg. 5], 4/2013: 10–17, 22 Abb.; Herrstein.
- KÖNIGSHOF, P. (2007): Mittel- bis oberdevonische Riffkarbonate in der Lahnmulde (südliches Rheinisches Schiefergebirge) (Exkursion H am 13. April 2007). – Jb. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. **89**: 261–272, 7 Abb.; Stuttgart.
- KÖNIGSHOF, P., NESBOR, H.-J. & FLICK, H. (2010): Volcanism and reef development in the Devonian: a case study from the Lahn syncline, Rheinisches Schiefergebirge (Germany). – Gondwana Res., **17** (2–3): 264–280, 14 Abb.; Amsterdam.
- LIPPERT, H.-J. (1970) unter Mitarb. von HENTSCHEL, H. & RABIEN, A. mit Beitr. von KUTSCHER, F., STENGEL-RUTKOWSKI, W., WENDLER, R. & ZAKOSEK, H.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Bl. 5215 Dillenburg. – 2. Aufl., 550 S., 18 Abb., 56 Tab., 6 Taf., 3 Beibl.; Wiesbaden (Hess. L.-Amt Bodenforsch.).
- LIPPERT, H.-J. (1997): Eisenerze. – In: BENDER, P., LIPPERT, H.-J. & NESBOR, H.-D.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Bl. 5216 Oberscheld. – 2. Aufl.: 236–291, Abb. 21–24; Wiesbaden (Hess. L.-Amt Bodenforsch.).
- LIPPERT, H.-J. & FLICK, H. (1998): Vulkano-sedimentäre Roteisenerze vom Lahn-Dill-Typ. – In: KIRNBAUER, T. (Hrsg.) unter Mitarb. von SCHNEIDER, J.: Geologie und hydrothermale Mineralisationen im rechtsrheinischen Schiefergebirge. – Jb. Nass. Ver. Naturkde., Sb. 1: 121–128, Abb. 36–37, Tab. 5–6; Wiesbaden.
- LIPPERT, H.-J. & NESBOR, H.D. (1997): Paläozoikum der Dill-Mulde und Lahn-Mulde. – In: BENDER, P., LIPPERT, H.-J. & NESBOR, H.-D.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Bl. 5216 Oberscheld. – 2. Aufl.: 16–91, Abb. 2–5, Tab. 1–8; Wiesbaden (Hess. L.-Amt Bodenforsch.).
- NESBOR, H.-D. (1997): Petrographie der vulkanischen Gesteine. – In: BENDER, P., LIPPERT, H.-J. & NESBOR, H.-D.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Bl. 5216 Oberscheld. – 2. Aufl.: 159–207, Abb. 8–14, Tab. 16–18; Wiesbaden (Hess. L.-Amt Bodenforsch.).
- NESBOR, H.-D. (2004): Paläozoischer Intraplattenvulkanismus im östlichen Rheinischen Schiefergebirge – Magmenentwicklung und zeitlicher Ablauf. – Geol. Jb. Hessen, **131**: 145–182, 21 Abb., 4 Tab.; Wiesbaden.
- NESBOR, H.-D. (2019): Alpinotype Deckentektonik im Rheinischen Schiefergebirge (Exkursion I am 26. April 2019) – Nappe tectonics of alpine type in the Rheinisches Schiefergebirge (Rhenish Mountains). – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. **101**: 1–30, 12 Abb.; Stuttgart.
- NESBOR, H.-D. (2021): Geotektonisch-paläogeographische Entwicklung Mitteleuropas im Paläozoikum. – In: Hessisches Landesamt für Naturschutz, Umwelt und Geologie (Hrsg.): Geologie von Hessen: 17–33, 7 Abb.; Stuttgart (Schweizerbart).
- NESBOR, H.-D. & FLICK, H. (1988): Das Schalsteinprofil vom Gänsberg bei Weilburg. Aufbau und fazielle Entwicklung einer submarinen pyroklastischen Abfolge im Devon der Lahnmulde (Rheinisches Schiefergebirge). – Geol. Jb. Hessen, **116**: 189–205, 9 Abb.; Wiesbaden.
- NESBOR, H.-D., BUGGISCH, W., FLICK, H., HORN, M. & LIPPERT, H.-J. (1993): Fazielle und paläogeographische Entwicklung vulkanisch geprägter mariner Becken am Beispiel des Lahn-Dill-Gebietes. – Geol. Abh. Hessen, **98**: 3–87, 37 Abb., 8 Tab. 1 Taf.; Wiesbaden.
- QUADE, H. (1970): Der Bildungsraum und die genetische Problematik der vulkano-sedimentären Eisenerze. – Clausthaler H. (Thienhaus-Bd.), **9**: 27–65, 8 Abb., 5 Tab., 10 Ph.; Berlin, Stuttgart.
- QUADE, H. (1976): Genetic problems and environmental features of volcano-sedimentary iron-ore deposits of the Lahn-Dill type. – In: WOLF, K.H. (Ed.): Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits, **7**: 255–294, 7 Abb., 9 Tab.; Amsterdam (Elsevier).
- SCHMINCKE, H.-U. (1988): Devonischer und karbonischer Vulkanismus bei Dillenburg und Herbornseelbach (Exkursion F am 8. April 1988). – Jber. Mitt. oberrhein. Geol. Ver., N.F. **70**: 99–140, 31 Abb., 3 Tab.; Stuttgart.
- STETS, J. & SCHÄFER, A. (2002): Depositional Environments in the Lower Devonian Siliciclastics of the Rhenohercynian Basin (Rheinisches Schiefergebirge, W-Germany) – case Studies and a model. – Contr. Sediment. Geol., **22**: IV, 78 S.; Stuttgart.
- STETS, J. & SCHÄFER, A. (2009): The Siegenian delta: land-sea transitions at the northern margin of the Rhenohercynian Basin. – In: KÖNIGSHOF, P. (Hrsg.): Devonian Change: Case Studies in Palaeogeography and Palaeoecology. – Geol. Soc. London, Spec. Publ., **314**: 37–72, 18 Abb.; London.
- STOPPEL, D. (1988): Auf Erzsuche. Zur Geschichte des Silber-, Kupfer- und Schwespatbergbaus im Raum Biedenkopf-Dillenburg. – 68 S., 112 Abb.; Haltern (Doris Bode).

HOLGER G. ADELMANN¹

Die hydrothermale Rejuvenation im Rheinischen Schiefergebirge - neue Erkenntnisse zu einer weniger bekannten Mineralisation

Kurzfassung

Die Paragenese der hydrothermalen Rejuvenation ist eine eigenständige und genetisch wie mineralogisch besondere Phase im zeitlichen Ablauf der gangförmigen Hydrothermalparagenesen des Rheinischen Schiefergebirges. Seit etwa 100 Jahren ist etabliert, dass ein jüngerer, heißes Hydrothermalsystem ältere Mineralisationen der Kobalt-Quarz-Gänge, Quarz-Eisenspat-Gänge, sowie der Zinkblende-Bleiglanz-Gänge im Siegerland zum Teil überprägt hat. Auffälligstes Mineral dieser Paragenese ist der azendante Hämatit, weitere Bildungen dieser Hydrothermalphase sind Bornit, bestimmte Kupferglanze, Carrollit und Wittichenit. Funde und Befunde aus kürzlich abgeschlossenen langjährigen Untersuchungen tragen neue Erkenntnisse zum Verständnis dieser besonderen hydrothermalen Mineralisation bei. Es konnte nun ein Auftreten der Paragenese in ihrer bisher nur aus dem Siegerländer

Kerngebiet bekannten Vollaussprägung ganz im Südwesten der Siegener Hauptüberschiebung in der Eifel erstmals sicher nachgewiesen werden. Aufgrund paragenetischer und elektronenoptischer Befunde konnten erstmalig morphologische Indizien für die Bildung des Carrollits aufgezeigt werden. Einige bisher zu dieser Paragenese gezählten Minerale gehören tatsächlich älteren Paragenesen an. Die paragenetischen Stellungen der Wismut-Mineralien dieser Paragenese konnten geklärt werden. Die aktuellen Ergebnisse führen zu einem revidierten Parageneseschema. Zur Zeitstellung dieser Paragenese wird eine weitgehend in Vergessenheit geratene Publikation diskutiert. Eine signifikante Verbreitung der Paragenese im Bereich des Müsener Horstes ist nach den vorliegenden Befunden weiter als zweifelhaft anzusehen und bedarf dort weiterer Untersuchungen.

Abstract

The so-called 'hydrothermal rejuvenation' is a distinct and genetically as well as mineralogically remarkable phase within the hydrothermal vein deposits of the Rheinisches Schiefergebirge. It is established since about 100 years that a younger, hot hydrothermal system has caused a partial overprinting of existing hydrothermal cobalt-quartz-, quartz-siderite- and sphalerite-galenite veins in the Siegerland mining district. The most abundant mineral of this younger phase is hematite. Furthermore, bornite, distinct minerals of the Cu_nS_m -system, carrollite, and wittichenite are associated with this mineralisation. Findings from recent investigations can now add new information to the geochemistry, the spatial distribution, as well as the age of this hydrothermal phase. An occurrence of this paragenesis in its full expression, which was previously only known from the

Siegerland core area, has now been reliably proven for the first time in the south-west of the Siegen main thrust in the Eifel. Based on paragenetic and electron-optical findings, morphological indications for the formation of the carrollite could be shown for the first time. Some minerals previously associated with the rejuvenation are in fact products of earlier mineralisations. The sequence of bismuth minerals in this paragenesis could be clarified. The current results lead to a revised paragenetic scheme. For clarification of the age of this paragenesis a nowadays largely forgotten publication is being discussed. A significant occurrence of this paragenesis in the area of the Müsener Horst is to be regarded as doubtful according to the available findings and clearly requires further investigations there.

¹ Dr. Holger G. Adelmann, Schillerstr. 11a, D-50968 Köln, holger.adelmann@t-online.de

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung und Tektonischer Rahmen	168
2	Hydrothermale Mineralisationen im Siegerland-Wieder Spateisensteinbezirk	169
3	Die Phase der hydrothermalen Rejuvenation	170
3.1	Die Verbreitung	170
3.3.1	Das Kerngebiet der Paragenese um die Stadt Siegen	170
3.3.2	Der Bereich Müsen / Littfeld (Müsener Horst)	170
3.3.3	Der Westerwald bis zum Rhein	171
3.2	Die Paragenese	172
3.3	Ältere Paragenese-Schemata für die Rejuvenation	173
4	Aktuelle Befunde zur Mineralisation der Rejuvenations-Paragenese	173
4.1	Das Kerngebiet der Paragenese um die Stadt Siegen	173
4.2	Der Bereich Müsen / Littfeld (Müsener Horst)	182
4.3	Die SW-Eifel im Bereich um Bad Bertrich	183
4.4	Hinweise zur Altersstellung der Paragenese	185
5	Diskussion	186
5.1	Das Kerngebiet der Paragenese um die Stadt Siegen	186
5.2	Der Bereich Müsen / Littfeld (Müsener Horst)	188
5.3	Die SW Eifel im Bereich um Bad Bertrich	188
5.4	Die Altersstellung der Paragenese	189
6	Schlussfolgerungen	190
7	Schriftenverzeichnis	192

1 Einleitung und Tektonischer Rahmen

Im mitteleuropäischen Grundgebirge gehörte das Rheinischen Schiefergebirges zu den wichtigen Lagerstättenregionen für metallische Rohstoffe. Herausragend war dabei der Siegerland-Wieder Spateisensteinbezirk als wichtigste Quelle für Eisenerz in Deutschland. Die lagerstättenbildenden hydrothermalen Gänge waren deshalb seit langem Gegenstand geowissenschaftlicher Forschung, die zu einer Untergliederung in mehrere Mineralisationsphasen geführt hat, zu der die hydrothermale Rejuvenation gehört.

Das Rhenoherynykum mit dem Rheinischen Schiefergebirge als dessen größtem Teilbereich stellt einen Ausschnitt aus dem Terran Avalonia dar. Dieses war zuerst mit dem Kontinent Baltica zusammengewachsen und dann an der Wende vom Silur zum Devon mit diesem in der Kaledonischen Orogenese mit dem Kontinent Laurentia zu dem Großkontinent Laurussia, auch als Old-Red-Kontinent bezeichnet, verschweißt worden. Hierbei entstand ein Meeresarm, der Avalonia zerschnitt und den Raum des Rhenoherynykum bildete. Dehnungsbewegungen führten dort zum Zerbrechen und Ausdünnen der Kruste, wodurch während des Devons Raum für etliche 1000 m Sediment geschaffen wurde.

Zum Ende des Unterdevons hatte die Materialzufuhr soweit nachgelassen und der Meeresraum sich nach Norden ausdehnen können, dass vorherrschend feinklastische Sedimente eingetragen wurden. Es entwickelte sich dort ein back-

arc-Becken (NESBOR 2021), in dem die durch die Dehnungsbewegungen bedingten synsedimentären Störungen in der Zeit des Oberen Mittel- bis Unteren Oberdevons in der Givet-Frasne-Phase zu einem bimodalen Vulkanismus führte – mit einem Schwerpunkt im Lahn-Dill-Becken (NESBOR 2004). Hauptsächlich Förderprodukt waren die als Schalstein bekannten basaltischen Vulkaniklastite. Die hieran geknüpften Roteisenstein-Vererzungen (Lahn-Dill-Typ) sind ein Produkt diagenetischer Alterationsprozesse (FLICK et al. 1990). Nach zwischenzeitlich unterschiedlicher Sedimentation kam es im Unterkarbon zu weiteren, nun basaltischen vulkanischen Aktivitäten (NESBOR 2004). Die nachfolgende Flyschsedimentation mit turbiditischen, von Süden, vom Armorikanischen Terranensemble geschütteten Tonschiefern und Grauwacken kündigten das Nahen der Variszischen Orogenese an. Diese erfasste etwa zwischen 325 und 305 Ma vor heute (AHRENDT et al. 1978, 1983), d.h. innerhalb des Oberkarbons, den Raum des Rheinischen Schiefergebirges. Dieser wurde dabei auf etwa die Hälfte zusammengeschoben.

Das Rheinische Schiefergebirge (RSG) wurde nach Ende der variszischen Gebirgsbildung unter zunehmend transtensionalen, transpressionalen, und später extensionalen Bedingungen in ein komplexes tektonisches Bruchmuster zerlegt. Dieses schließt die Bildung von alpinotypen Zerrklüften ein, besonders im südlichen Teil des Schiefergebirges (KIRNBAUER 1998).

Im weiteren Verlauf der Erdgeschichte ragte das Rheinische Schiefergebirge als Insel heraus. Hierdurch entstand bis zum frühen Tertiär auf dem stark erodierten Gebirgsumpf unter tropischem Klima eine bis zu 150 m mächtige Verwitterungs-

decke (Felix-Henningsen 1990). In diesen Zusammenhang sind die Oxidations- und Zementationszonen in den oberen Stockwerken der primären gangförmigen Erzlagerstätten des Siegerlandes zu stellen.

2 Hydrothermale Mineralisationen im Siegerland-Wieder Spateisensteinbezirk

Im Rheinischen Schiefergebirge wurde das Siegerland zum Zentrum hydrothermalen Mineralisation. Nachdem es keine Hinweise auf Plutone als Lieferanten der erzhaltigen Hydrothermen unter dem Siegerland gibt (DEKORP 1990), ist auch hier eine Lagerstättenbildung durch intraformationale Stoffumsetzungen anzunehmen (FRIEDRICH & JOCHUM 1997), bei der die Metalle durch die hydrothermale Auslaugung bzw. Diagenese der Sedimente des Paläozoikums geliefert wurden (KRAHN & FRIEDRICH 1991). Insbesondere die Rb/Sr-Isotopen-Untersuchungen an unterdevonischen Nebengesteinen der Siderit-Quarz-Gänge zeigen, dass das etwa 400 Ma alte Nebengestein eine plausible Quelle für das im Siderit eingebaute und insgesamt sehr homogen verteilte Strontium ist (BRAUNS 1995). Trotz der umfangreichen lateralsekretionären Auslaugungsprozesse sind in den mehrere km dicken Sedimentfolgen des paläozoischen Sockels wohl immer noch ein Vielfaches der bereits als Erze konzentrierten Metalle enthalten (KRAHN & FRIEDRICH 1991).

Setzt man die Entstehungsperioden der Erzlagerstätten in zeitlichem Bezug zu der variszischen Orogenese im oberen Karbon, so kann aufgrund tektonostratigraphischer und textueller Merkmale eine grobe Klassifizierung in **präorogene**, **synorogene** sowie **postorogene** (= **postvariszische**) Bildungen vorgenommen werden. In älteren Arbeiten wurde davon ausgegangen, dass die Gangöffnungen für die frühen hydrothermalen Mineralisationen im Siegerland während der variszischen Deformation gebildet und unmittelbar nachfolgend hydrothermal mineralisiert wurden, daher wird hier meist von „variszischen“ Mineralisationen gesprochen. Nach neuen Befunden (z. B. Kirnbauer et al. 1998: 86, Schneider 2000) muss aber davon ausgegangen werden, dass ein Großteil der frühen Mineralisation, der sog. **Hauptmineralisation**, bereits präorogen d. h. vor der eigentlichen Faltung des Rheinischen Schiefergebirges stattgefunden hat. Ab dem Mitteldevon (Eifel-Stufe) lässt sich im Sauerland und der Lahn-Dill-Mulde entlang synsedimentär aktiver Störungszonen, in denen große Volumina metallhaltiger, azsenderer Fluide fokussiert wurden, eine intensive Hydrothermaltätigkeit nachweisen (KIRNBAUER & HUCKO 2011: 285). Die präorogenen Gangmineralisationen sind offensichtlich mit Krustendehnungsprozessen in Verbindung zu setzen. Die Bildung von gebänderten Erzen (z. B. Siderit-Bänderspat) belegt dabei eine gewisse Rhythmicität zwischen wiederholtem Aufreißen von Gangspalten und nachfolgend darin abgesetzten Mineralisationen.

Die letzte umfassende Monografie über die Gangvererzungen des Siegerland-Wieder Spateisensteinbezirks von FENCHEL et al. (1985) stellt weitgehend eine Zusammenfassung älterer Arbeiten aus den 1930er bis 1970er Jahren dar. Im paragenetischen Teil, hauptsächlich von H. Gies, H. Hüttenhain, und S. Rao verfasst, wird eine hydrothermale „**Hauptmineralisation**“ herausgestellt die nach typischen Paragenesen wiederum in mehrere Phasen gegliedert ist. Nach einer katathermen „**Vorphase**“ (Kobalt-Quarz-Gänge) kam es zur wirtschaftlich sehr bedeutenden „**Hauptphase**“ (Siderit-Quarz-Gänge), danach bildete sich noch eine „**Sulfidphase**“ (Zinkblende-Bleiglanz-Gänge). Der Hauptmineralisation folgen einige jüngere Nachphasen („**Rejuvenationsphase**“, „**Antimonitphase**“, „**Paragenese der alpinotypen Zerrklüfte**“, „**Quarz-Akerit-Phase**“, „**Quarz-Kupferkies-Phase**“, „**Bleiglasurerzphase**“. Hinzu kommen räumlich sehr begrenzte, offenbar ebenfalls jüngere **Zinnober-Mineralisationen** (Übersicht in KIRNBAUER & HUCKO 2011).

Im Siegerland wie auch im Raum Müsen/Littfeld (Müsenener Horst) ist für die Hauptmineralisation häufig eine mehr oder weniger stark ausgeprägte Stockwerksbildung („telescoping“) zu erkennen, wobei die Sulfidphasen-Mineralisation die oberen Teufen belegt, gefolgt von der Siderit-Mineralisation, welche bei noch größeren Teufen schließlich in eine Quarz-Mineralisation, in manchen Gebieten mit Erzen der Co-Arsenopyrit-Reihe, übergeht (FENCHEL et al. 1985). Dieses „telescoping“ weist nach RIDGE (1979) darauf hin, dass die serielle Abscheidung der hydrothermalen Mineralisationen im Sinne einer hydrothermalen Differenzierung über sehr lange Zeiträume stattgefunden haben könnte. Im Sinne dieser hydrothermalen Differenzierung können Vorphase, Hauptphase, und Sulfidphase der „Hauptmineralisation“ zwanglos als ein großer, zusammenhängender Mineralisationsvorgang aus *einem* Hydrothermalsystem angesehen werden, in dem tektonische Bewegungen und Kataklyse zwar neuen Gangraum schaffen, die Mineralisationsabfolge aus dem Hydrothermalsystem aber im Wesentlichen nicht stören oder unterbrechen, wie auch bereits GIES (1967: 77f) annahm. Dass alle Phasen der Hauptmineralisation einschließlich der Zinkblende-Bleiglanz-Gänge einem einzigen, länger andauernden Bildungsprozess zuzuschreiben sind vermuteten auch schon BOSUM et al. (1971: 51).

Es ist anzunehmen, dass tektonische Events auch für die Bildung weiterer Gangräume sowie die teilweise Reaktivierung bestehender Gangsysteme in den jüngeren, spätvariszischen und postvariszischen Mineralisationsphasen verantwortlich waren. Hierbei orientieren sich die **spätvariszischen**, unter extensionalen Bedingungen entstandenen Mineralisationen noch weitgehend an tektonischen Großstrukturen des Variszikums (HENK 1995), während die **postvariszischen** Mineralisationen einem weitgehend unabhängigen und komplexen tektonischen Bruchmuster folgen, welches offensichtlich seit der beginnenden Nordatlantikköffnung im unteren Jura angelegt wurde (LEVEQUE & HAACK 1993; KRAHN & BAUMANN 1996; SCHNEIDER & HAACK 1996, KIRNBAUER et al. 2012). Dieses komplexe Störungssystem bildete die Basis für die so verschie-

denartigen Ausrichtungen und Vererzungen der Gänge der späteren postvariszischen Mineralisationen. Das hiermit verbundene vermehrte Auftreten von karbonatischen Gangarten in den postvariszischen Mineralisationen ist Ausdruck einer Vermischung von tieferen, heißeren hydrothermalen Fluiden mit kühleren Wässern in höheren krustalen Stockwerken einschließlich deszendenden Oberflächenwässern (fluid-mixing). Ausgehend von den Abläufen der weiteren geologischen Entwicklung lassen sich mehrere zeitlich aufeinander abfolgende, aber meist nicht in allen Lagerstätten komplett vorhandene postvariszische gangförmige hydrothermale Mineralisationsphasen unterscheiden. Nach (KIRNBAUER et al. 2012) wurden wohl insbesondere während Jura und Kreidezeit postvariszische hydrothermale Mineralisationen abgesetzt.

3 Die Phase der hydrothermalen Rejuvenation

Die Phase (zeitlich) bzw. Paragenese (inhaltlich) der hydrothermalen **Rejuvenation** wird von älteren Autoren (HÜTTENHAIN 1963; FENCHEL et al. 1985) nach einem Haupterz dieser Mineralisationsphase auch „**Eisenglanzphase**“ genannt. Sie ist nach REPPKE (1993) eher spätvariszisch als postvariszisch einzustufen, da sie sich noch an den größeren tektonischen Strukturen und Störungen des Variszikums orientiert und nicht an der komplexen Bruchtektonik der postvariszischen Evolution des RSG. Auch zeigen die von PHILIPP (1955) und STADLER (1959) gemachten Beobachtungen in der Grube Neue

Haardt (Siegen-Weidenau), dass die Hämatitbildungen an dextrale Blattverschiebungen geknüpft sind, die jünger als die Sideritvererzung sind. So wurde am Beispiel der Grube Neue Haardt gezeigt, dass die den Eisenglanz bildenden Fluide nicht in Richtung des tektonischen Einschiebens aufgestiegen sind, sondern von SE her (FENCHEL et al. 1985: 217). Auch WAGNER (1999) rechnet die Rejuvenationsphase zu den spätvariszischen Bildungen aufgrund der Ähnlichkeit ihrer Fluide mit den niedrigsalinaren Fluiden, welche für die variszische Hauptmineralisation typisch waren.

3.1 Die Verbreitung

3.1.1 Das Kerngebiet der Paragenese um die Stadt Siegen

Das Hauptverbreitungsgebiet der Rejuvenation ist weitgehend an das System der Siderit-Quarz-Gänge gebunden und ähnelt im Kern dem Verbreitungsgebiet der noch älteren Quarz-Kobalt-Mineralisation der Vorphase im Zentralbereich des Siegener Antiklinoriums etwa SW der Stadt Siegen (Abb. 1). Sie folgt dabei im Wesentlichen dem Generalstreichen der variszischen Strukturen und erstreckt sich nach QUIRING (1931) aufgrund von Eisenglanzvorkommen insgesamt in einer relativ schmalen Zone vom NE des RSG (Müsen-Herdorf) bis in den SW des RSG nach Bendorf am Rhein und fand sich meist in Teufen bis zu 200–400 m, bzw. auf der Grube Neue Haardt (Weidenau) bis 1000 m. Nach WAGNER (1999: 39) ist das Auftreten von Carrolit an den Kernbereich des Siegener Antiklinoriums gebunden und fällt räumlich mit der Verbreitung der Vorphase (Quarz-Kobalt-Gänge) zusammen.

3.3.2 Der Bereich Müsen / Littfeld (Müsener Horst)

Im paragenetischen Teil in FENCHEL et al. (1985: 103f) findet der Müsener Horst keine Erwähnung als Verbreitungsgebiet der ‚Eisenglanzphase‘, in den detaillierten Grubenbeschreibungen des Olpe-Müsen-Bezirks ab Seite 127 findet sich lediglich für die Grube Victoria bei Littfeld ein schwacher Hinweis auf Rotspat (FENCHEL et al. 1985: 138 f). Für die Gruben Glanzenberg und Goldberg bei Silberg, die Gruben Heinrichsseggen und Altenberg bei Littfeld, sowie die wirtschaftlich bedeutenden Müsener Gruben Stahlberg und Wildermann finden sich in den detaillierten Gangbeschreibungen in FENCHEL et al. (1985) keine Nennung von Rotspat oder Hämatit. WAGNER (1998b: 171) führt an, dass die Mineralisation der Rejuvenationsphase im Bereich Müsen / Littfeld eine deutliche geringere Hämatitführung aufweist als im Siegener Kerngebiet. Auch in den umfangreichen systematischen Untersuchungen zu den hydrothermalen Erzgängen und deren Mineralisationen im nördlichen rechtsrheinischen Schiefergebirge führt

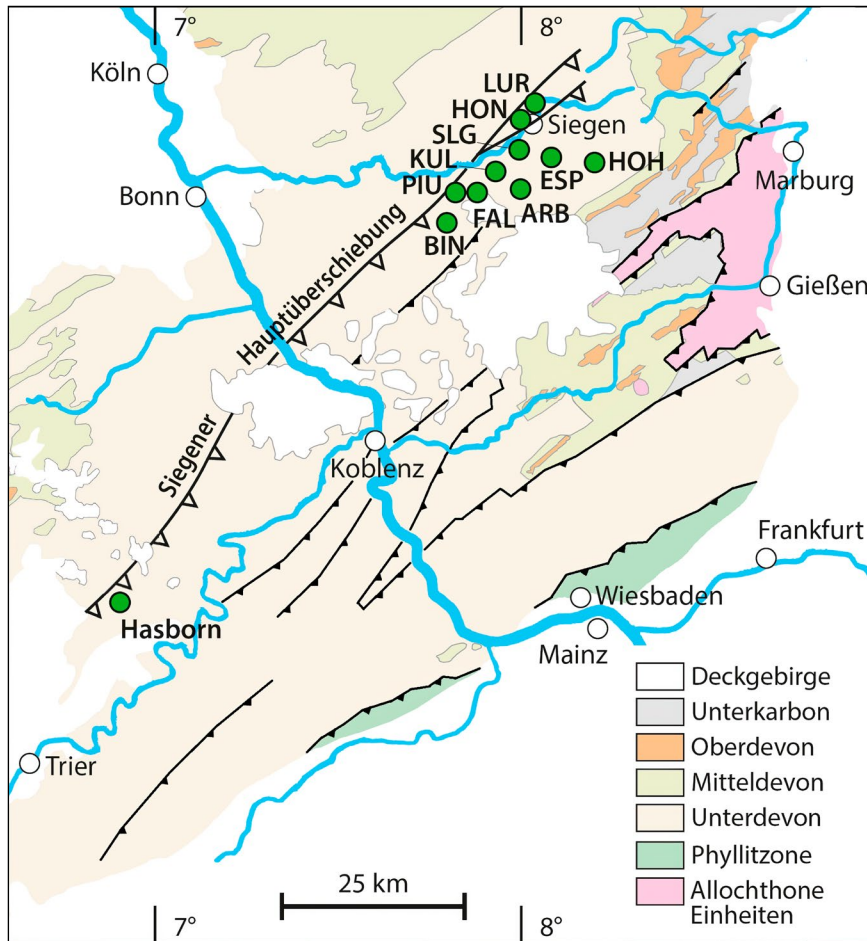


Abb. 1: Räumliche Verteilung ausgewählter, signifikanter Lagerstätten mit Mineralisationen der Rejuvenationsphase einschließlich dem hier neu beschriebenen Vorkommen Hasborn (incl. dem östlich anschließenden Grubenfeld Hontheim) in der Süd-Eifel (grün). Daneben wichtige tektonische Strukturen. Der Bereich Müsen/Littfeld in NE ist auf dieser Karte nicht mehr erfasst, hier sind signifikante Vorkommen der Rejuvenation unsicher und noch zu klären.

Gruben mit signifikanter Rejuvenations-Paragenese: LUR=Alte Lurzenbach, HOH=Hohlestein, HON=Honigsmond-Hamberg, SLG=Schlänger, KUL=Kulnwald(er Zug), ESP=Eiserner Spies, ARB=Arbach, BIN=Bindweide, FAL=Falkenberg-Eisenerhardt (Schutzbach), PIU=Pius (Schutzbach). Nach WAGNER (1999) und FLICK (2013), neu gezeichnet.

WETTIG (1974: 85 und 178) für den Bereich Wenden, Silberg, und Müsen lediglich „Fundpunkte“ von Eisenglanz und Rotspat, wobei diese Minerale „in einigen Gruben des Silberg-Müsener-Ganggebietes als mineralogische Seltenheit bekannt geworden“ sind.

3.3.3 Der Westerwald bis zum Rhein

Die Ausdehnung der NE–SW streichenden eisenglanzhaltigen Haupt-Zone südlich der Siegener Hauptaufschubung reicht von östlich Siegen bis etwa zur Grube Eiskeller an der Wied bei Welkenbach (Hachenburg), auf der nach GOLZE et al. (2013: 546) neben Siderit auch Rotspat und Hämatit gefunden wurde. Nach QUIRING (1931) bestand noch eine kleine Zone

mit Eisenglanz-Vererzung SW der Grube Eiskeller. Auf dieser Gangzone, die evtl. eine weitere Fortsetzung der Gänge der Grube Bindweide über die Grube Eiskeller hinaus darstellen könnte, baute u.a. die Grube Roßbach im gleichnamigen Ort. Von dort wird schon von BORNHARDT (1910) Hämatit beschrieben, allerdings könnte es sich um sekundär gebildeten „Hydrohämatit“ auf Goethit-Glaskopf handeln (GOLZE et al. 2013: 547). Es ist also fraglich, ob die Mineralisation der Rejuvenationsphase dort tatsächlich auftrat. Weiter im SW Verlauf wurden in der Grube Werner (Bendorf am Rhein) Sideritgänge abgebaut, die teilweise Magnetitbildung durch intrusiven Diabas zeigten. Kupferkies wurde dort sicher gefunden. Hämatit wird jedoch nicht durchgängig angegeben, Bornit und weitere Hinweise auf eine Rejuvenationsparagenese fehlen. Die

Grube liegt etwas südlich der Siegener Hauptaufschiebung. Nach WAGNER (1999: 17) ist die Paragenese der Rejuvenationsphase auf das Gebiet des Siegener Antiklinoriums beschränkt. QUIRING (1931) postuliert eine Verbindung der Siegerländer

Eisenspatvorkommen mit den Hämatitgängen des Saarlandes, allerdings sieht WAGNER (1999: 17) keine eindeutigen Belege für ein linksrheinisches Vorkommen der Rejuvenationsphase.

3.2 Die Paragenese

In der Entwicklung der hydrothermalen Rejuvenation haben offenbar jüngere hydrothermale Fluide die älteren Paragenesen der Hauptmineralisation überprägt. Durch die typischen PTX-Bedingungen bildete sich unter entsprechender Neueinstellung der Gleichgewichte eine sehr typische und über ihren Erstreckungsbereich recht gleichförmige Mineralisation. Bereits RAO (1967: 21) unterschied in dieser Rejuvenationsphase eine initiale Periode mit heißen, aber mineral- und salzarmen, oxidischen Hydrothermen, die bei Anwesenheit von Siderit den Hämatit gebildet hat, sowie einen niedriger temperierten hydrothermalen sulfidischen „Nachhall“ (Schnorrer & Latsch 1997) mit vermehrter Zufuhr von Cu und Bi, in dem jetzt aber unter mehr reduzierenden Bedingungen neue Cu(Fe)-Sulfide sowie Bi-Sulfosalze entstanden sind. Auch RAO (1967: 36) vermutete eine wesentliche Neuzufuhr von Co, Bi, aber auch Cu. WAGNER (1998: 175) hält eine pH-Veränderungen durch Karbonat-Pufferung aus dem Nebengestein sowie die Freisetzung reduzierender organischer Gase infolge hydrothormaler Nachinkohlung von Nebengesteinskerogenen für die Änderungen im Redox-Gleichgewicht während der Mineralisationen dieser Paragenese für ursächlich, siehe hierzu auch JOCHUM et al. (1997).

Der **Hämatit** („Eisenglanz“) wurde zu Beginn des letzten Jahrhunderts noch als deszendente Bildung angesehen (z. B. BORNHARDT 1912). Erst später erkannte u. a. SCHNEIDERHÖHN (1923) die zur Hämatitbildung aus Siderit erforderlichen hohen Temperaturen. Auch konnte die später in der Grube Neue Haardt noch in fast 1000 m Teufe angetroffene Hämatitbildung aus Siderit nicht mehr als Resultat deszendenter Mineralisationen angesehen werden. Bereits seit QUIRING (1931) und HÜTTENHAIN (1932) ist die Entstehung des Hämatits aus Siderit durch hochtemperierte Hydrothermen akzeptiert. Zur Entstehung von Hämatit (Fe_2O_3) aus Siderit (FeCO_3) waren Temperaturen von ca. 350–400 °C nötig (SCHNEIDERHÖHN 1923). Die Umwandlung von Siderit in massigen grau-silbernen **Hämatit** verläuft oft über das Zwischenstadium des mit feinsten Hämatitkörnern imprägnierten Siderits („**Rotspat**“). Eine Hämatit-Imprägnation findet sich auch oft in den Gangarten bzw. dem unmittelbaren Nebengestein.

Das einzige Kobalt-Nickel-Mineral der Rejuvenationsphase im Siegerland ist ein nickelhaltiger **Carrollit**, $\text{Cu}(\text{Co},\text{Ni})_2\text{S}_4$, ein Thiospinell, der wohl nach dem Hämatit, jedoch vor dem Bornit abgeschieden wurde (FENCHEL et al. 1985: 114; WAGNER 1999). Dieses Mineral war ursprünglich im Siegerland unter dem Namen „**Sychnodymit**“ bekannt. Die Erstbeschreibung

stammt von LASPEYRES (1891), ein Zweitfund ist lt. FENCHEL et al. (1985: 100) von 1919. Zunächst als relativ seltene Bildung von der Grube Kohlenbach in Eiserfeld (spätere kons. Grube Brüderbund) und der Grube Neue Haardt (Weidenau) angesehen, wurde der Ni-haltige Carrollit aber danach in sehr vielen Hämatit-Bornit-Paragenesen erzmikroskopisch nachgewiesen. Obwohl bereits von BORNHARDT (1912: 243) als kupferhaltige Kobaltnickelkies-Variante erkannt, nimmt RAO (1967: 36f) zu diesem einzigen eigenständigen Kobalterz der Rejuvenationsphase keinen detaillierten Bezug, insbesondere hinsichtlich seiner Genese. Er erwähnt dieses Mineral (unter der alten Bezeichnung „Sychnodymit“) lediglich kurz in seiner paragenetischen Abfolge der Erze der Rejuvenationsphase. GIES (1967: 69) bezeichnet den Carrollit des Siegerlandes analog als einen Siegenit mit ca. 4 % Cu. Carrollit stellt nach WAGNER (1999) vermutlich eine Umsetzung der Kobalterze der Vorphase dar und hat sein Vorkommen dementsprechend in dem etwas enger gefassten Verbreitungsgebiet der Kobalt-Quarz-Gänge (ADELMANN 2013).

Präexistenter Kupferkies (CuFeS_2) wird durch die hydrothermale Überprägung der Rejuvenation ganz oder teilweise in **Bornit** (Cu_5FeS_4) umgewandelt. Dabei entsteht (möglicherweise auch mittels hydrothormaler Neuzufuhr von Kupfer) zunächst eine kupferreiche solid-solution im System Cu-Fe-S, welche sich mit abklingenden Temperaturen entmischt und hauptsächlich in Bornit und Kupferkies zerfällt (RAO 1967; SCHNORRER-KÖHLER 1989: 29; WAGNER 1999). Die Mischkristallbildungen im System Cu-Fe-S deuten auf Bildungstemperaturen der solid-solution um 300 °C hin (FENCHEL et al. 1985: 103). Daneben entstehen beim Zerfall der instabilen Hochtemperaturphase eine Reihe primär hydrothormaler Cu-Sulfide („**Kupferglanze**“) wie z. B. **Chalkosin** (Cu_2S), **Digenit** ($\text{Cu}_{1,8}\text{S}$) oder **Djureleit** ($\text{Cu}_{1,96}\text{S}$) (SCHRÖCKE & WEINER 1981). Die Unterscheidung zwischen diesen sehr ähnlichen Cu_mS_n -Verbindungen ist im Lichtmikroskop kaum möglich, selbst in der Elektronenstrahl-Mikrosonde mitunter schwierig (WAGNER 1999: 92). Der gelegentlich auftretende **Covellin** ist selten hydrothormaler Natur, meist jedoch deszendenter Genese bei Verwitterung der Cu(Fe)-Sulfide und daher meist auf Spalten zu finden.

Auch die Kupfer-Wismut-Sulfide **Wittichenit** ($3\text{Cu}_2\text{S} \cdot \text{Bi}_2\text{S}_3$) und **Emplektit** ($\text{Cu}_2\text{S} \cdot \text{Bi}_2\text{S}_3$) werden aus dem Siegerland für die Hämatit-Bornit Paragenese beschrieben. Die Kupfer-Wismut-Sulfide sind nach RAO (1967) erst am Ende der Hämatit-Bornit Paragenese mit der Zufuhr Cu- und besonders auch Bi-haltigen Lösungen mineralisiert. RAO (1967) nimmt dabei

besonders die Zufuhr von Wismut erst gegen Ende der Neuzufuhr von Kupfer an, da er eine Ausscheidung dieser Cu-Bi-Sulfosalze von Cu-reichen und Bi-ärmeren hin zu Cu-armen und Bi-reichen und schließlich die Abscheidung von ged. Wismut beobachtet (Wittichenit → Emplektit → Wismut). HÜTTENHAIN (1932: 298) beschreibt noch nadeligen „Klaprothit“, wobei es sich hier aber evtl. um eine Mischreihe zwischen Emplektit und Wittichenit handeln könnte RAO (1967: 33). Während HÜTTENHAIN (1932: 309), RAO (1967) und FENCHEL et al. (1985) den Wittichenit noch als späte Bildung dieser Mineralisation nach der Eisenglanz-, Carrolloit, Bornit- und Kupferglanz-Abscheidung einordnen, sieht WAGNER (1999) ihn mit der Carrolloit-Mineralisation vor der Bornit-Abscheidung. Gediegen **Wismut** ist nach RAO (1967) gelegentlich innerhalb der Wittichenit-Körner zu finden, nach WAGNER (1999) auch als rundliche Körner im Hämatit. FENCHEL et al. (1985: 114) und WAGNER (1999: 39) nehmen noch **Bismuthinit** in das Parageneseschema der Rejuvenation auf, ohne dies näher zu belegen.

Gediegen **Gold** ist meist in Form abgerundeter Körner bzw. kleiner Tröpfchen auch aus dieser Paragenese beschrieben (FENCHEL et al. 1985). Bereits HÜTTENHAIN (1932: 302) erwähnt ged. Gold und Wismuterze in dieser Paragenese. Er beschreibt ferner (S. 303), dass das Gold dieser Paragenese in unregelmäßigen, lappigen Formen bevorzugt im Bornit und Kupferkies, aber auch im Eisenglanz (S. 305) vorkommt und er es aufgrund der beobachteten Verdrängungen das Gold als jüngere Abscheidung ansieht.

SCHNORRER & LATSCH (1997) sowie KIRNBAUER & HUCKO (2011: 271) erwähnen darüber hinaus die Minerale **Mückeit** und **Aikinit** als Bildungen der Rejuvenationsphase. Als weitere, seltenere Minerale werden darüber hinaus noch **Parkerit** und **Matildit** genannt (KIRNBAUER & HUCKO 2011). HEIN (1993: 453) gibt zudem eine Abscheidung von **Baryt** zu Beginn der Rejuvenation an.

3.3 Ältere Paragenese-Schemata für die Rejuvenation

Die Mineralisations-Reihenfolge der Rejuvenation nach FENCHEL et al. (1985: 114) fasst weitgehend die älteren Untersuchungen von HÜTTENHAIN (1963), RAO (1967) und GIES (1967) zusammen. Vereinfacht ergibt sich nach diesen Autoren folgendes Schema:

(1) **Katathermale Frühphase: Hämatit** → (2) **Hydrothormaler Nachhall: Carrolloit („Synchodymit“) → Bornit / Idait (?) → Kupferglanz → Wittichenit → Emplektit → Dolomit**

Das Parageneseschema von WAGNER (1999: 39) stellt sich vereinfacht wie folgt dar:

Hämatit → **Quarz** → **Carrolloit / Wittichenit** → **Bornit** → **Chalkosin / Digenit / Djurleit** → **Idait / Chalkopyrit** → **Emplektit** → **Bismuthinit** → **ged. Wismut / Gold**

4 Aktuelle Befunde zur Mineralisation der Rejuvenations-Paragenese

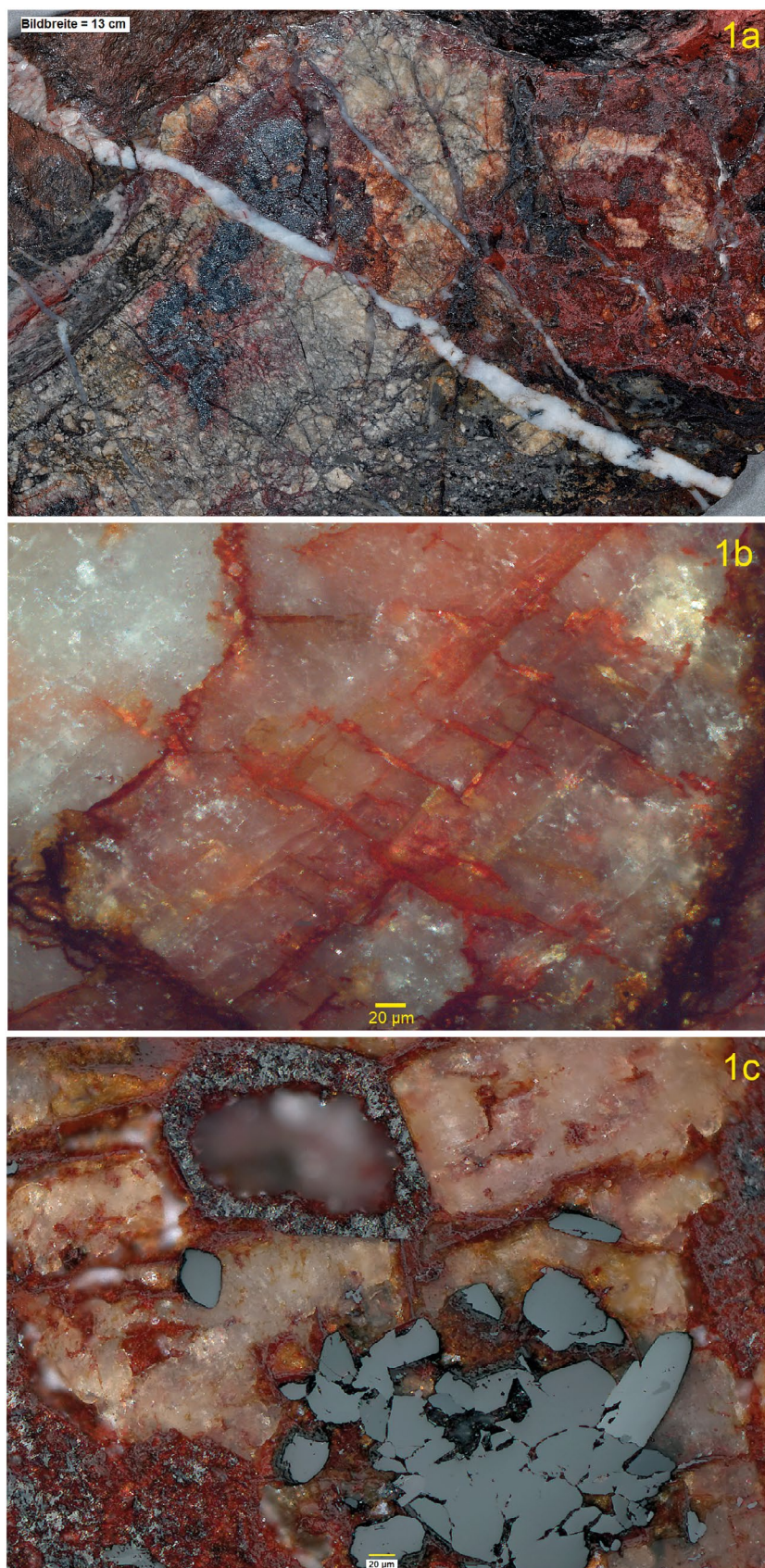
4.1 Das Kerngebiet der Paragenese um die Stadt Siegen

Mineralbildungen der Rejuvenationsphase konnten im Rahmen der aktuellen Untersuchungen in 13 Gruben im Siegerländer Kernrevier gefunden werden, meist in der Paragenese **Hämatit-Bornit-Kupferglanz**. In diesem Bereich der sich weitgehend mit der Verbreitung der Kobalt-Quarz-Gänge überlappt, fand sich in den Proben auch regelmäßig reichlich **Carrolloit**. In Zonen mit ausgeprägter Bi-Mineralisation (z.B. Brachbach, Dermbach, Struthütten, Neunkirchen, Eisernhardt, Eiserfeld, Eisern, Gosenbach, und Achenbach) findet sich in der Paragenese zusätzlich zu den drei erstgenannten Erzen noch **Wittichenit**, seltener auch ged. **Gold** (ADELMANN 2014).

Bereits makroskopisch zeigt sich an einem Gangstück wie der bestehende Siderit in manchen Partien in **Rotspat**, in anderen Partien weitergehend in metallisch glänzenden **Hämatit**

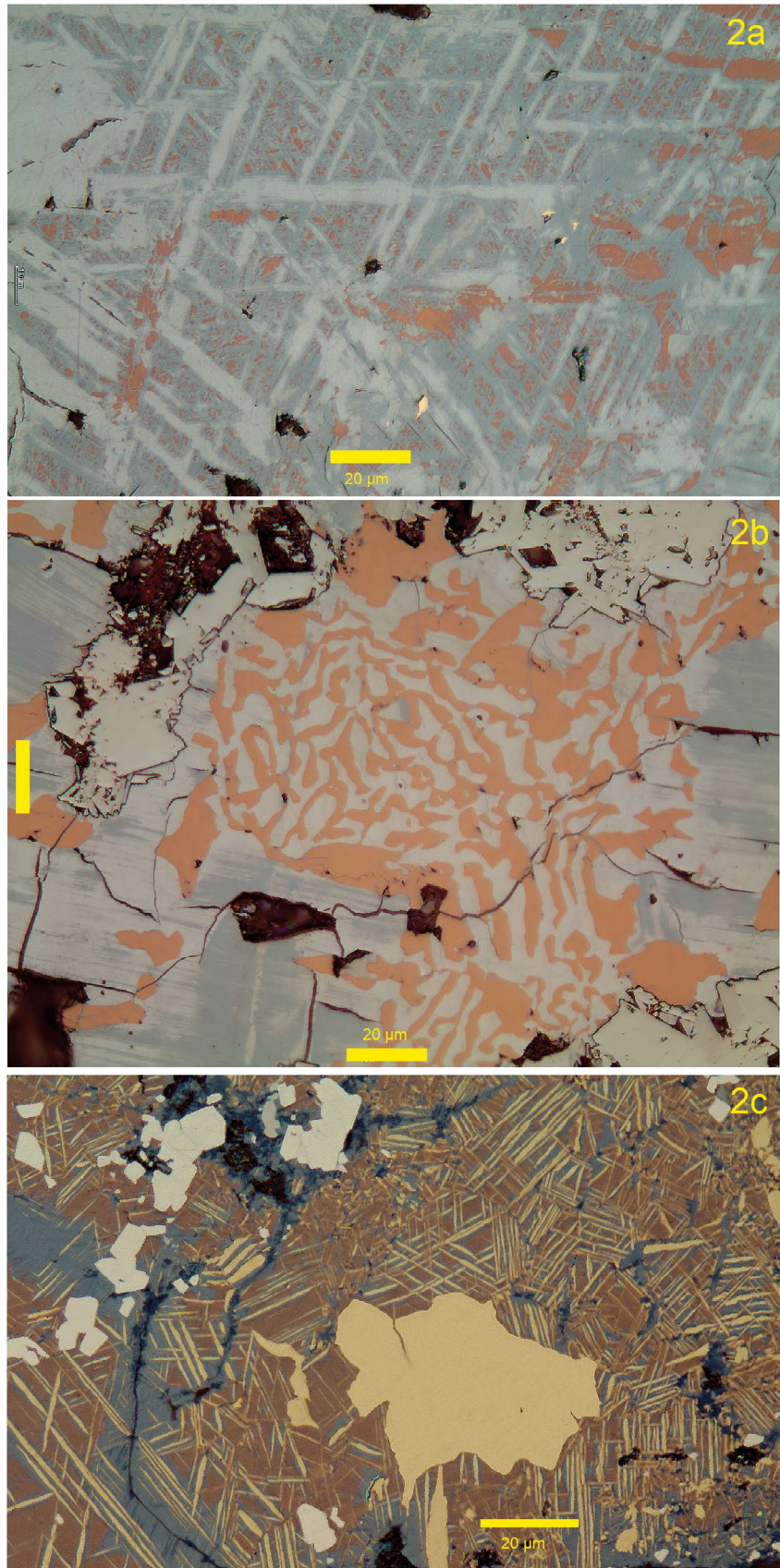
umgewandelt wurde (Tafel 1a). Die Umwandlung des Siderits der früheren Ausscheidungsphase durch heiße Fluide der Rejuvenation, zunächst in Rotspat als submikroskopisch fein verteilte Hämatit-Imprägnationen an Siderit-Grenzflächen (Tafel 1b), dann mit der Bildung von großen Hämatit-Kristallen, ist erzmikroskopisch in vielen Proben nachzuvollziehen. Oft sieht man noch Kerne von Siderit-Rhomboedern, wobei an den Grenzen Rotspat, bzw. der hier grau erscheinende, opake Hämatit in idiomorphen Kristallen entstanden ist (Tafel 1c).

Es war möglich, **Carrolloit** („Synchodymit“-) Proben aus dem Erstfund (LASPEYRES 1891) sowie dem Zweitfund von 1919 (s. FENCHEL et al. 1985: 100) von der Grube Kohlenbach (später Brüderbund, Eiserfeld) zu untersuchen. Carrolloit („Synchodymit“) findet sich in dieser Paragenese typischerweise als ku-



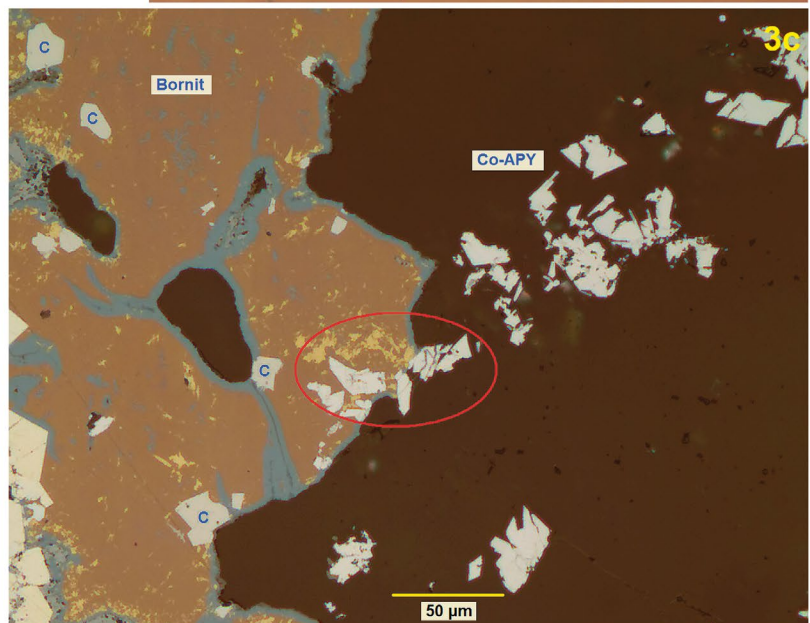
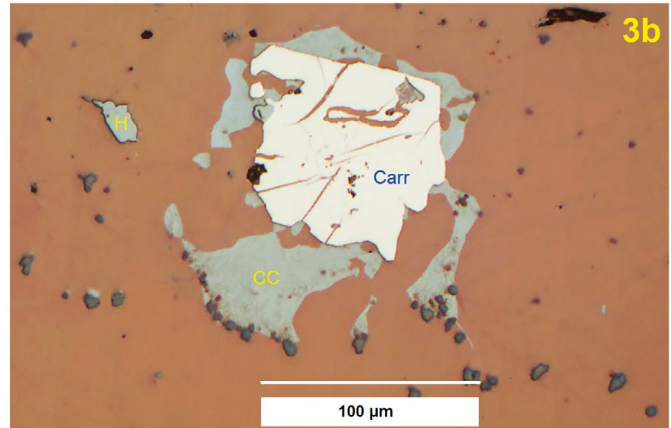
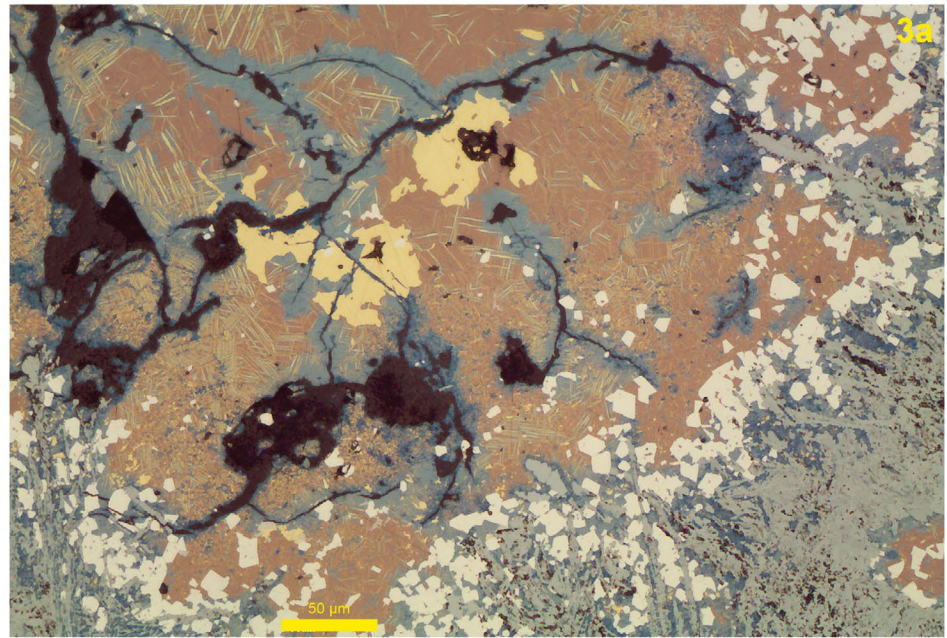
Tafel 1

- (a)** Siderit, Rotspat und Hämatit in einem Gangstück von der Grube Neue Haardt, Weidenau;
- (b)** Rotspat als submikroskopisch fein verteilte Hämatit-Imprägnationen an Siderit-Grenzflächen von der Grube Hohlestein an der Eisernhardt, Siegen;
- (c)** Siderit und Hämatit (fein verteilt und in idiomorphen Kristallen), ebenfalls von der Grube Hohlestein.



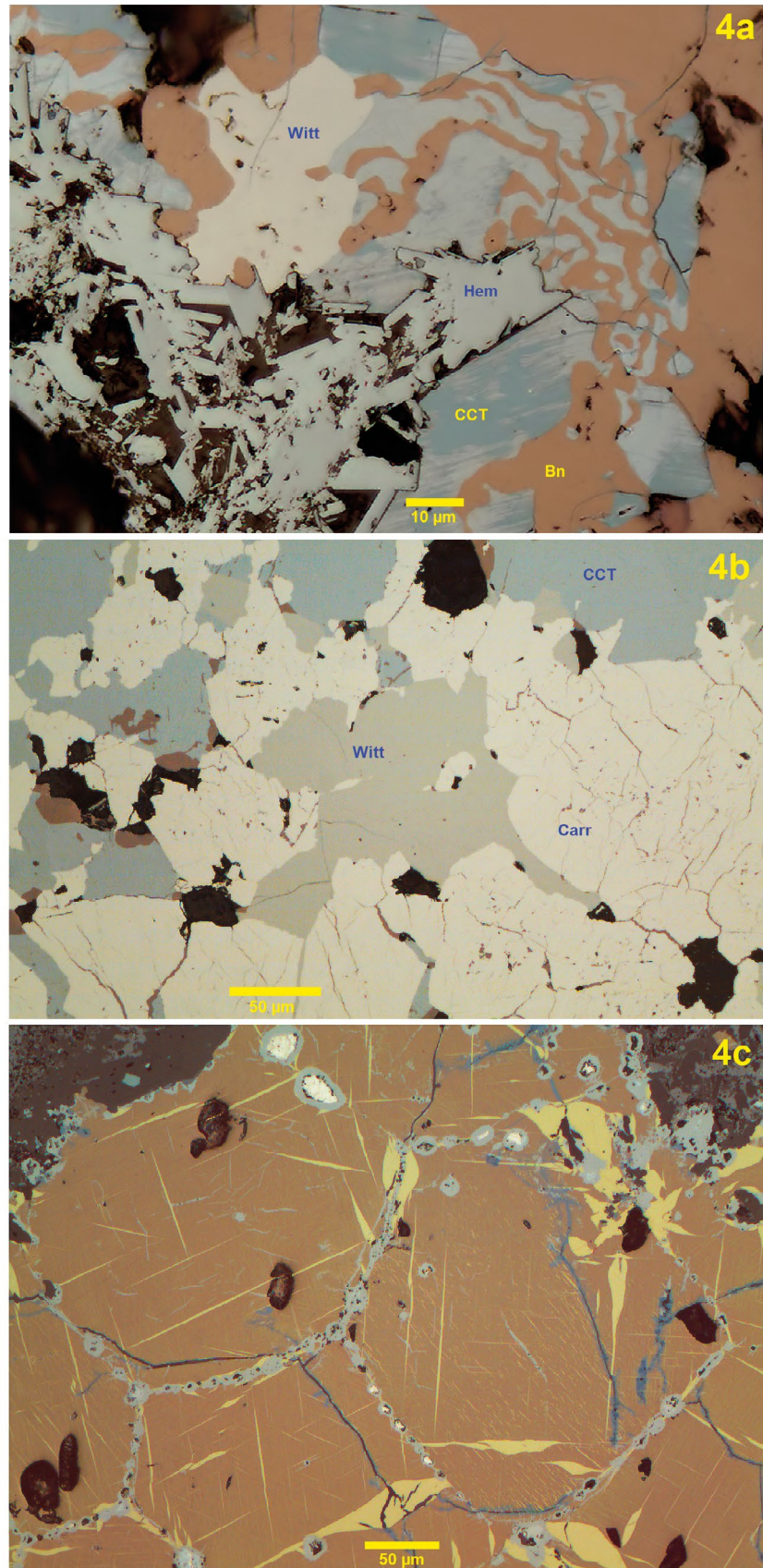
Tafel 2

- (a) Kupferglanz (blau) verdrängt teilweise Bornit (rotbraun), die Lamellen des Kupferglanzes folgen dabei den {111} Richtungen des Neodigenits (s. Text), Probe von der Grube Schlänger und Eichert, Eisern;
- (b) myrmekitische Verwachsungen von Bornit und Kupferglanz, Grube Hohlestein an der Eisernhardt, Siegen;
- (c) lamellarer Kupferkies (gelb) entmischt beim Abkühlen aus dem neu entstehenden Bornit, daneben ein großer korrodierter Verdrängungsrest von vorbestehendem Kupferkies, Probe von der Schachthalde der Grube Rother Adler N Struthütten.



Tafel 3

- (a) Carrollit als kuboktaedrische Kristalle mit weißer Reflektionsfarbe in Assoziation mit Bornit (rotbraun), Kupferglanz (blau) und Hämatit (grau), daneben korrodierte Verdrängungsreste von vorbestehendem Kupferkies, Probe von der Schachthalde der Grube Rother Adler N Struthütten;
- (b) Bornit korrodiert Einschlüsse von Carrollit (weiß), Hämatit (H), und Kupferglanz (CC), Grube Alte Lurzenbach in Gosenbach;
- (c) Bornit-Carrollit-Cluster der Rejuvenationsphase (linke Bildhälfte), eng an eine ältere Quarz-Kobalt-Arsenopyrit-Paragenese grenzend (rechte Bildhälfte), Kontakt der Mineralisationen im rot umrandeten Bereich, Schachthalde der Grube Rother Adler N Struthütten.



Tafel 4

- (a) Wittichenit (Witt) in der Verwachsung mit Kupferglanz (CCT) und Bornit (Bn), daneben Hämatit (Hem), Probe von der Grube Hohlestein an der Eisernhardt, Siegen;
- (b) Wittichenit füllt Räume zwischen Carrolit aus, Probe aus dem „Sychnodymit“ Zweitfund von 1919 in Paragenese mit Kupferglanz (CCT), und Bornit (rotbraun), Grube Kohlenbach (kons. Brüderbund), Eisern;
- (c) Entmischungen von Wittichenit (grau) und ged. Wismut (weiß) entlang von neu entstehenden Korngrenzen im rotbraunen Bornit, daneben Kupferkies (gelb), Grube Eisernhardter Tiefbau, Eisern.

boktaedrische Kristalle mit weißer Reflektionsfarbe, manchmal recht bizarr verwachsene Aggregate, meist in Assoziation mit Bornit, Kupferglanz und Hämatit (Tafel 3a). Oft ist durch die intensive Verwachsung des Carrollits mit Kupferglanz, Bornit und Hämatit der Ablauf der Genese der Rejuvenations-Mineralisation nicht einfach zu klären, bei idealer Schnittlage des Anschliffes der oft nesterförmigen Buntmetall-Cluster der Rejuvenationsphase findet er sich jedoch oft an den Grenzen der Cu-Fe-Sulfide zum äußeren Hämatit, was seine Entstehung zwischen der Hämatit- und der Bornit-Kupferglanz-Bildung, d.h. zwischen der initialen Eisenglanzbildung und dem „sulfidischen Nachhall“ stützt (Tafel 3a). Seine zeitliche Stellung ist durch die oft zu beobachtende Korrosion des Carrollits durch Cu-Fe-Sulfide (Tafel 3b) geklärt. Im Rahmen der vorliegenden erzmikroskopischen Untersuchungen fand sich idiomorph kristallisierter Carrollit in Proben der Gruben Brüderbund (Eiserfeld), Schlänger & Eichert (Eiserfeld), Hohlestein (Siegen), Rother Adler (N Struthütten), Alte Lurzenbach (Gosenbach), Storch & Schöneberg (Gosenbach), Kulnwalderzug (auch: Kühlenwalder Zug, Dernbach), Grüne Au (Schutzbach), Pius (Schutzbach), und Heinrichsseggen (Littfeld). Die Verbreitung ist also tatsächlich viel größer als bisher angenommen. Die Anwesenheit von älteren Kobalterzen der „Vorphase“ der variszischen Hauptmineralisation soll in der jeweiligen, lokalen Rejuvenationsparagenese für die Bildung von Carrollit wichtig sein. Es gelang ein Bornit-Carrollit-Cluster der Rejuvenationsphase zu beobachten (Tafel 3c, linke Bildhälfte), welches eng an eine Quarz-Kobalt-Arsenopyrit-Paragenese grenzt (rechte Bildhälfte). Im rot umrandeten Bereich ist ein Kontakt der Mineralisationen zu sehen. Indizien für eine tatsächliche paragenetische Umwandlung folgen (vgl. Kap. 4.3.).

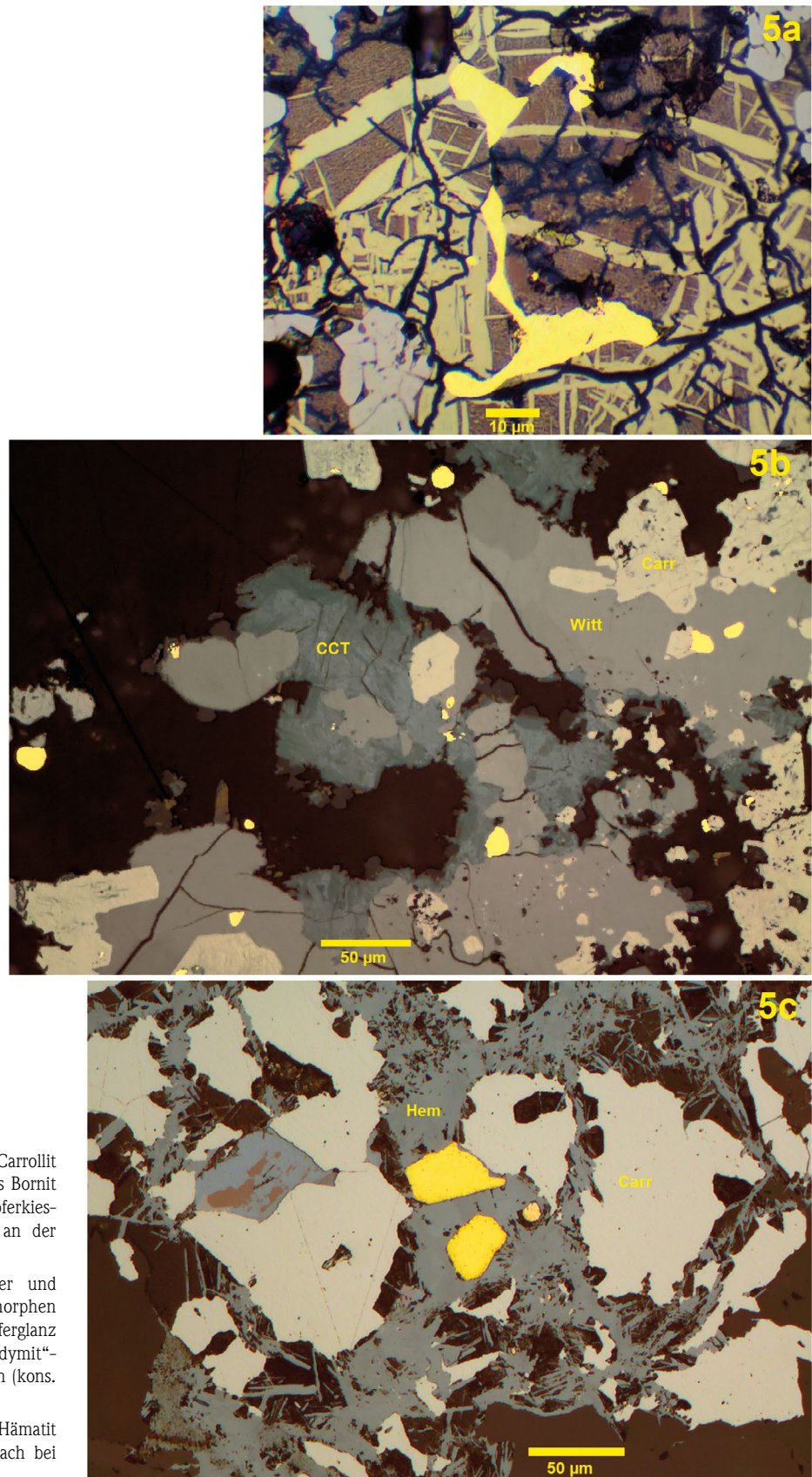
Der Zerfall der unter der hydrothermalen Aufheizung gebildeten **Neodigenit-Bornit solid-solution** beim Abkühlen führt zur Abscheidung lamellarer Kupferglanze und lamellarem Kupferkies. Die Kupferglanze verdrängen dabei teilweise den Bornit, die Lamellen folgen dabei den {111} Richtungen des Neodigenits („Jägerzaunstruktur“, Tafel 2a). Bisweilen finden sich myrmekitische Verwachsungen von Bornit und den Kupferglänzen (Tafel 2b). Auch lamellarer Kupferkies entmischt beim Abkühlen aus dem neu entstehenden Bornit gemäß der neu eingestellten Stöchiometrie im System Cu-Fe-S (Tafel 2c). Korrodierte Verdrängungsreste von ursprünglichem Kupferkies im Bornit neben neu entmischten lamellaren Kupferglänzen und Kupferkies belegen eine lokal unvollständige Umwandlung (Tafel 2c). Die typische Feinheit der Lamellen lässt dabei nach SCHWARTZ (1931) auf eine rasche Abkühlung der solid-solution innerhalb von Minuten bis max. wenige Stunden schließen. Typisch sind auch Einschlüsse von Hämatit in Bornit, welche korrodiert werden, ebenso korrodiert Carrollit (Tafel 3b).

Wittichenit ist in der Verwachsung mit lamellarem Kupferglanz und Kupferkies sowie Bornit insbesondere von den

Gruben Eisenzecher Zug und Neue Haardt bekannt, aber nach WAGNER (1999) sowie nach den Eigenfunden auch von der Grube Hohlestein an der Eisernhardt. Im Erzanschliff imponiert er entweder als abgerundete, allotriomorphe Körner (Tafel 4a) oder füllt Räume zwischen dem älteren Ni-haltigen Carrollit aus, wie in einer Probe aus dem „Sychnodymit“-Zweitfund von 1919 in Paragenese mit Kupferglänzen, Hämatit, und Bornit zu sehen ist (Tafel 4b), der Wittichenit korrodiert dabei teilweise den Carrollit. Verfasser fand Wittichenit recht häufig, besonders im Gebiet um Brachbach, Dermbach, Struthütten, Neunkirchen, Eisernhardt, Eiserfeld, Eisern, Gosenbach, und Achenbach. In einer Probe von der Schachthalde der Grube Rother Adler N Struthütten fand sich Wittichenit mit darin eingeschlossenem Carrollit. Sehr klare Hinweise auf Bi-Entmischungen bei der Abkühlung einer Cu-Fe-S Hochtemperaturphase in Form von Wittichenit und **ged. Wismut**, welche sich nun entlang von entstehenden Bornit-Korngrenzen abscheiden, fanden sich in einer Probe von der Grube Eisernhardter Tiefbau, Eisern (Tafel 4c).

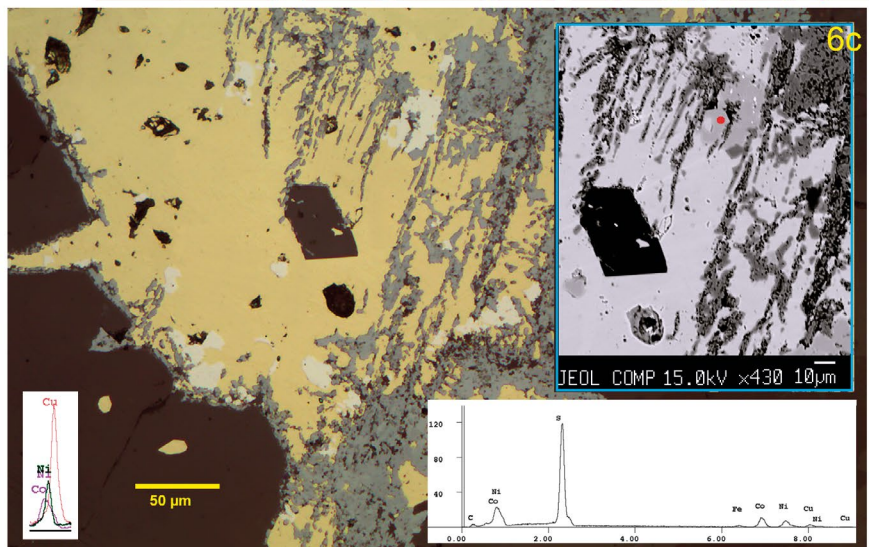
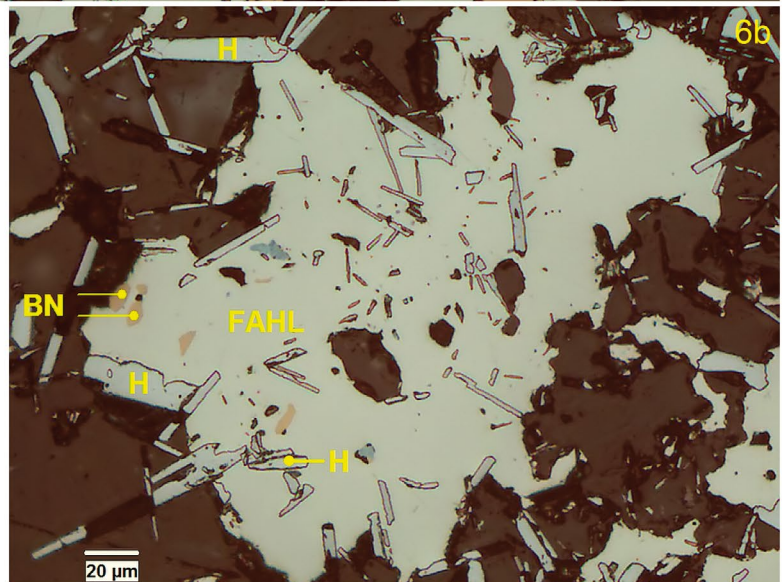
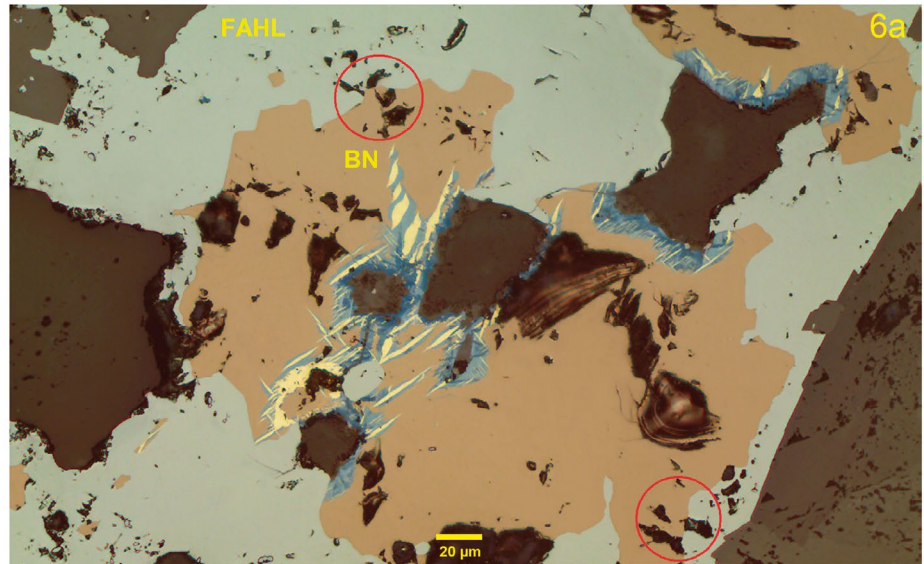
In der Grube Hohlestein an der Eisernhardt fand sich Gold in Nachbarschaft zum Carrollit in einer Matrix aus Bornit mit eingeschalteten Kupferkies-Lamellen (Tafel 5a). Durch Verwendung eines Ölimmersions-Objektives sowie infolge der sehr hohen Reflektivität von Gold im Vergleich zu dem der umgebenden Erze kommt es im gezeigten Bild zu einer sehr stark verminderten Reflektivitäten von Carrollit, Bornit und Chalkopyrit. Auffällig war das recht reiche Vorkommen von ged. Gold und Wittichenit zwischen den idiomorphen Carrollit-Kristallen in der Probe des „Sychnodymit“-Erstfundes (Tafel 5b), abweichende Farben und Helligkeiten der Erze in dieser Abbildung wiederum durch Verwendung von Ölimmersion. Das Gold in dieser Probe ist lt. EDX-Analyse mit ca. 10% Silber legiert. Weiterhin fanden sich im Rahmen der vorliegenden Untersuchungen ged. Gold neben Carrollit und auch Hämatit noch in Proben von den Gruben Schlänger & Eichert bei Eiserfeld und Alte Lurzenbach bei Gosenbach (Tafel 5c).

SCHNORRER & LATSCH (1997) sowie KIRNBAUER & HUCKO (2011: 271) listen unter der Rubrik Rejuvenation noch die Minerale Mückeit, Aikinit und Bismuthinit auf. Verfasser fand jedoch in allen untersuchten Proben sowohl **Aikinit** (Abb. 2) als auch **Mückeit** (Abb. 3) ausschließlich assoziiert mit typischen Sulfiden der Zinkblende-Bleiglanz-Gänge wie Kupferkies, Bleiglanz, Siegenit, Polydymit, Millerit, Fahlerz, dies gilt auch für **Bismuthinit**. Minerale der Rejuvenations-Paragenese wie Hämatit, Bornit, Kupferglanz, Carrollit, und Wittichenit waren in keiner der Proben mit Mückeit, Aikinit, oder Bismuthinit zu finden. **Baryt** (HEIN 1993: 453) oder „**Dolomitspat**“ (FENCHEL et al. 1985: 114) konnten in den umfangreichen Proben aus dem Siegener Kerngebiet nicht gefunden werden.



Tafel 5

- (a) Gediegen Gold in Nachbarschaft zu Carrollit (hellgrau, s. Text) in einer Matrix aus Bornit (rotbraun) mit eingeschalteten Kupferkies-Lamellen (gelb), Grube Hohlestein an der Eisernhardt, Siegen;
- (b) ged. Gold als abgerundete Körner und Wittichenit (Witt) zwischen idiomorphen Carrollit-Kristallen (Carr) und Kupferglanz (CCT) in der Probe des „Sychnodymit“-Erstfundes von der Grube Kohlenbach (kons. Brüderbund), Eisern;
- (c) ged. Gold neben Carrollit (Carr) und Hämatit (Hem) von der Grube Alte Lurzenbach bei Gosenbach.



Tafel 6

- (a) Bornit-Kupferglanz-Verwachsung mit entmischten Kupferkies-Lamellen von der Halde des oberen Stollens der Grube Heinrichsseggen (Littfeld), das Aggregat wird von aufgewachsenem jüngeren Fahlerz korrodiert;
- (b) ebenda: offenbar jüngeres Fahlerz korrodiert stellenweise rotbraunen Bornit und blauen Kupferglanz (beide stark, nur noch als Reste erkennbar) und Hämatit (mäßig);
- (c) für die Rejuvenations-Paragenese untypische Verwachsung von Hämatit (grau) und Kupferkies (gelb) ohne Bornit, aber mit dem Co-Thiospinell Siegenit (weiß) statt Carrolit (EDX insets), Schachthalde Grube Glanzenberg bei Silberg.

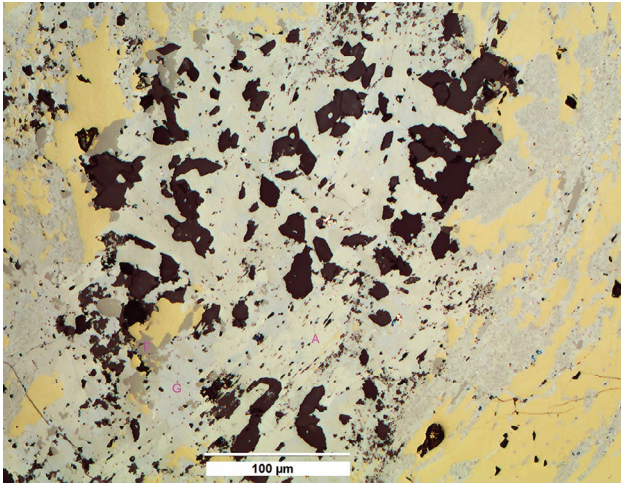


Abb. 2: Aikinit (A), verwachsen mit Fahlerz (F), und Bleiglanz (G), in Kupferkies (gelb). Grube Brüderbund, Eiselfeld.

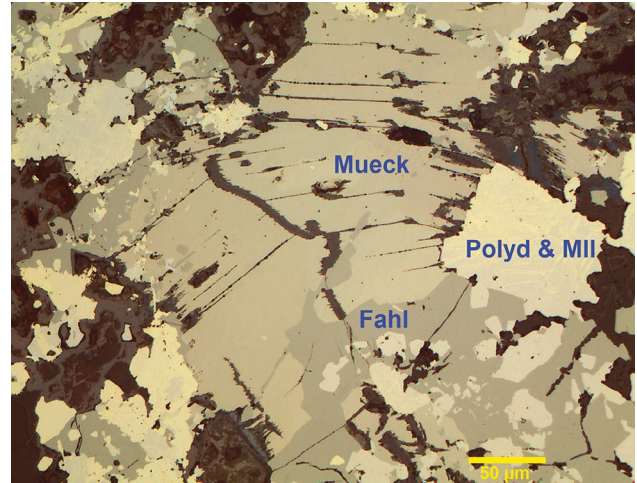


Abb. 3: Mückeit, verwachsen mit Fahlerz, und Polydymit mit Millerit-Entmischungen (Mll). Grube Grüne Au, Schutzbach.

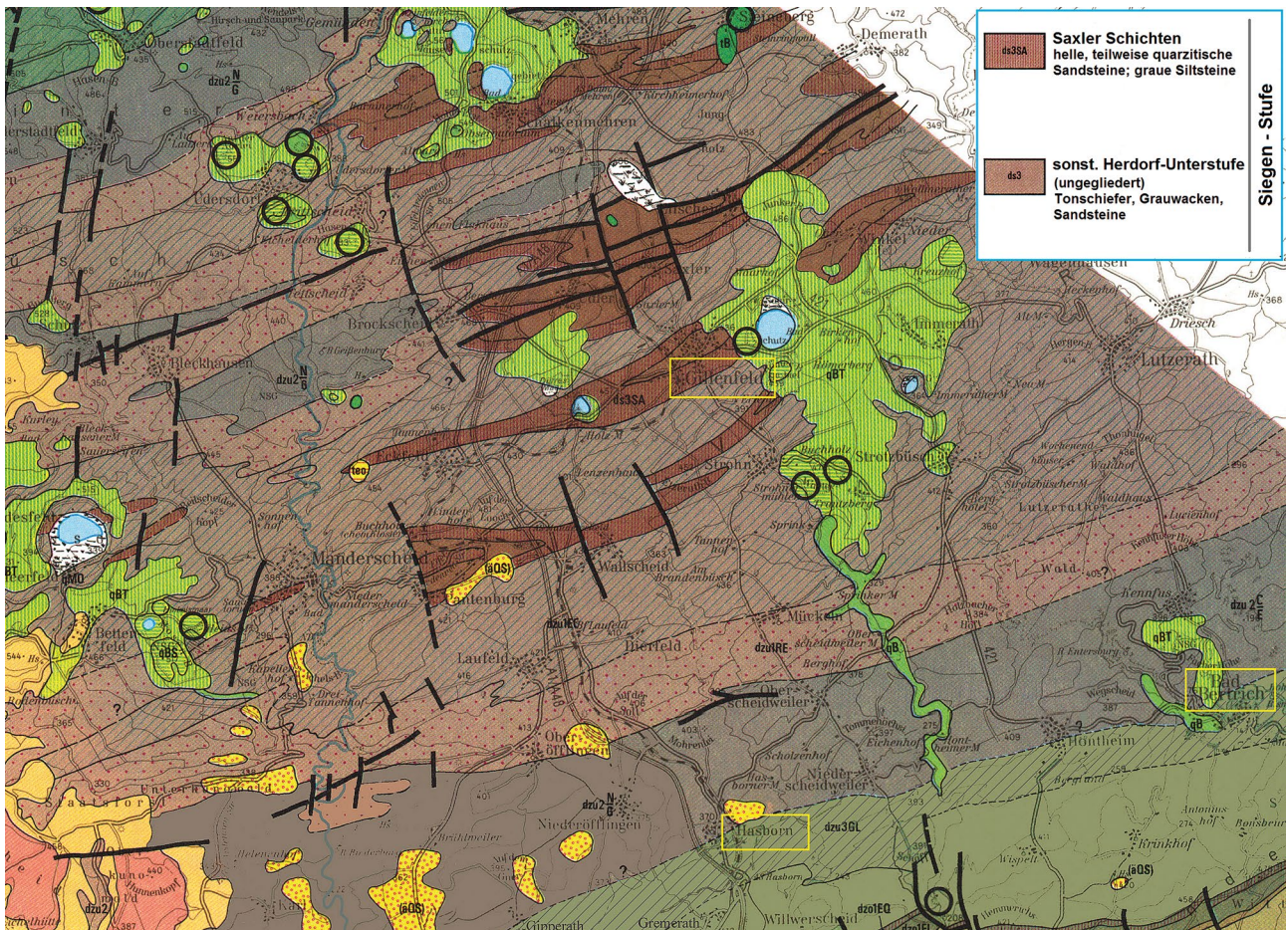


Abb. 4: SW Ende der Siegener Hauptaufschubung mit noch nachweisbaren Vorkommen der Siegener Schichten des Sattelkerns im Raum Gillenfeld, Eifel (Geologische Übersichtskarte Rheinisches Schiefergebirge SW-Teil: Hochschulumgebungskarte Trier 1:100 000 mit Korrekturen 2000, Mainz: Geologisches Landesamt Rheinland-Pfalz, W. WAGNER 1983).

4.2 Der Bereich Müsen/Littfeld (Müsener Horst)

Auf der Halde des oberen Stollens der Grube Heinrichs-segen (Littfeld) fanden sich vereinzelt Proben mit einer für die Rejuvenation einigermaßen typischen Bornit-Kupferglanz-Verwachsung mit entmischten Kupferkies-Lamellen (Tafel 6a). Allerdings sind solche Paragenesen vom Bereich Müsener Horst selten, immer sehr kleinräumig im Vergleich zu den teils massigen Erzbrocken der Rejuvenation aus dem Siegener Kerngebiet, und in den vorliegenden Proben auch stets mit jüngerem Fahlerz überwachsen. Das jüngere postvariszische Fahlerz korrodiert dabei die älteren Minerale oft sehr stark (Tafel 6b). Diese Proben sind auch teilweise mit **Baryt** und **Karbonaten** überwachsen, welche ebenfalls lokale postvariszische hyd-

rothermale Bildungen darstellen. Auf der noch weiter NE im selben Gebirge (Hoher Wald) liegende Zinnober-Grube Mercur fanden sich ebenfalls kleinsträumige Mengen von Bornit im Anschliff, von offenbar jüngerem Fahlerz überwachsen. Ränder aus Covellin und etwas Digenit sind wohl jüngere, deszendente Bildungen. Auch finden sich noch weiter im NE des Müsen-Littfelder Raumes auf der Grube Glanzenberg bei Silberg für die Rejuvenations-Paragenese untypische Hämatit-Kupferkies-Verwachsungen ohne Bornit (Tafel 6c). Zunächst wie Carroltit imponierende Kristalle von dort erwiesen sich in der EDX-Analyse durchweg als **Siegenit** (Tafel 6c - Inset).

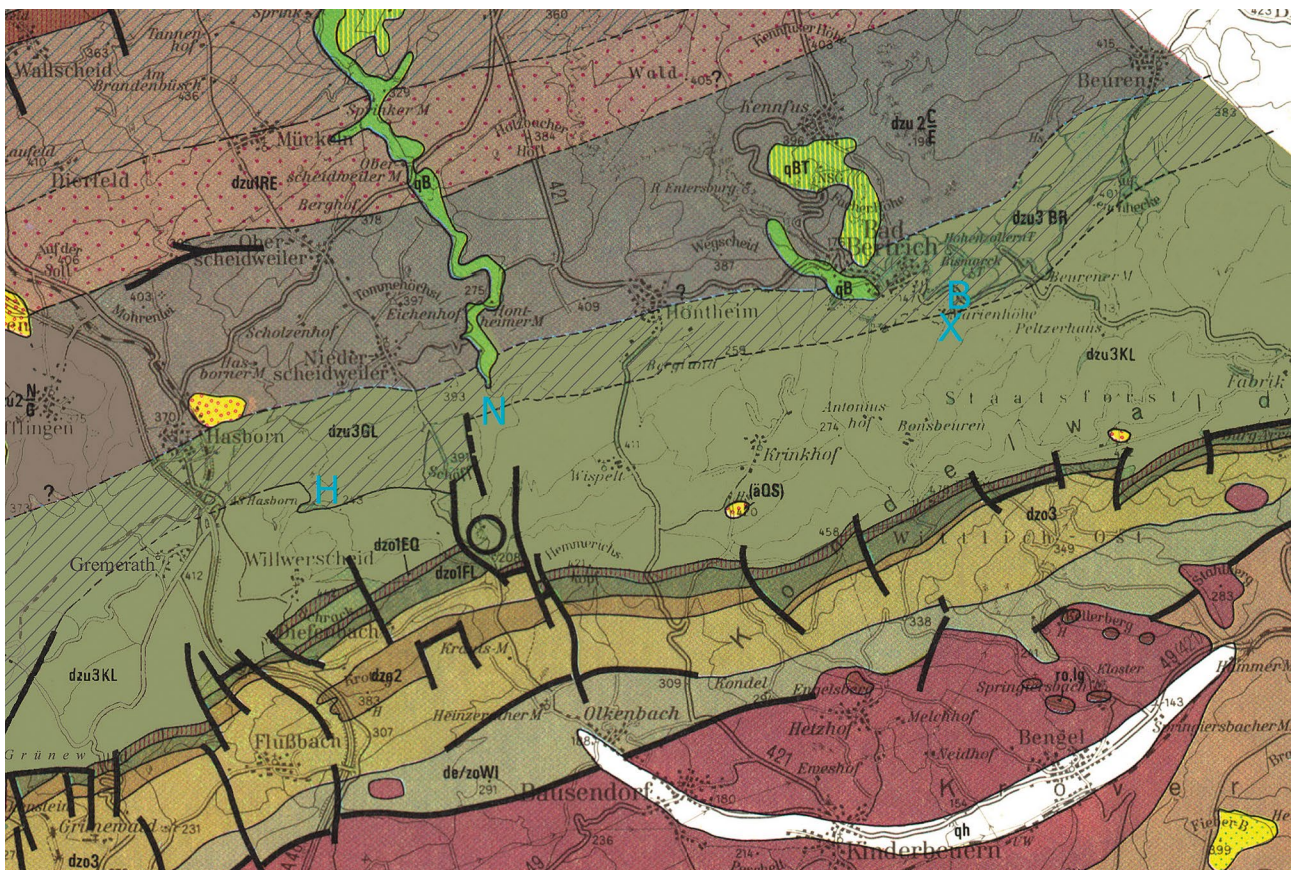
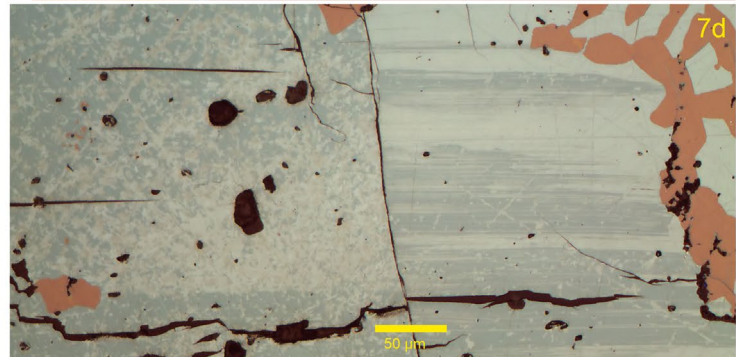
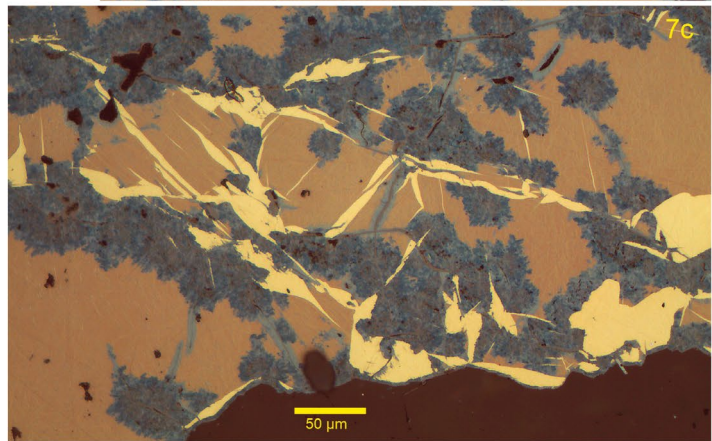
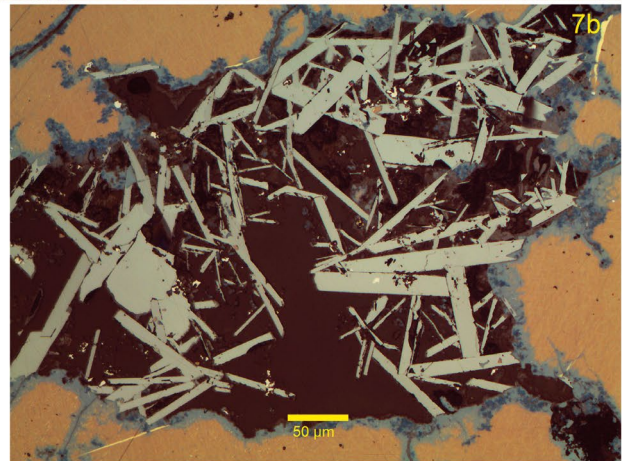
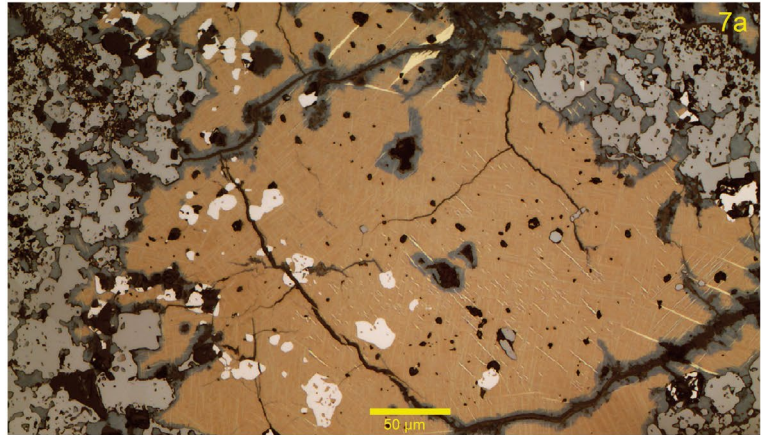


Abb. 5: Geologischer Kartenausschnitt mit der Assoziation der Grube Neuglück (**H**), sowie benachbarte Gruben und Schürfe mit einer Bornit-Mineralisation (**N** = Erzsuchstollen und Schürfe SE Niederscheidweiler im Grubenfeld „Preussen“, **B** = Quarz-Cu-Gänge SE Bad Bertrich, **X** = Stollen im Wurzelgraben SE Bad Bertrich im Grubenfeld „Hontheim“). Die Lagerstätten reihen sich in einer SW-NO („variszisch“) streichenden Zone entlang einer Linie, welche die unterdevonischen, unteremsischen Gladbach-Schichten (dzu3GL) von den etwas jüngeren Klerf-Schichten (dzu3KL) trennt (Geologische Übersichtskarte Rheinisches Schiefergebirge SW-Teil: Hochschulumgebungskarte Trier 1: 100 000 mit Korrekturen 2000, Mainz: Geologisches Landesamt Rheinland-Pfalz, W. WAGNER 1983).

4.3 Die SW-Eifel im Bereich um Bad Bertrich

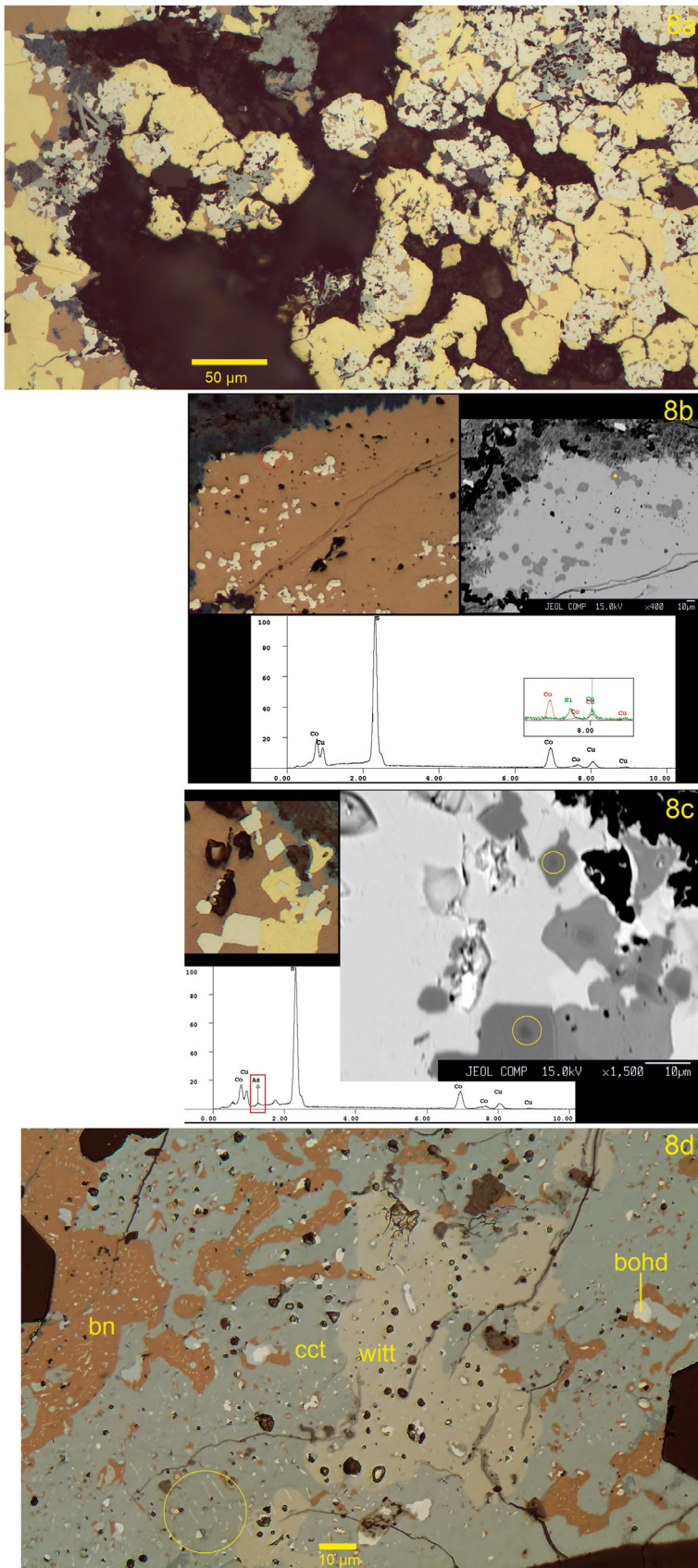
Eindeutige Belege für ein linksrheinisches Vorkommen der Rejuvenationsphase fehlen nach WAGNER (1999). Historisch geben allenfalls alte Arbeiten von BÖKER (1906) und QUIRING (1931) Andeutungen auf Eisenglanzfundte während des Bergbaus bei Treis / Mosel. Verfasser fand nun Aggregate von Kupferglanz und Bornit auf der Halde der Grube Neuglück (Hasborn, W Bad Bertrich). Daher wurden dieses Vorkommen sowie benachbarte Gruben und Schürfe in einer SW-NE streichenden Zone eingehender untersucht. Neben eigener Probenname auf der Grube Neuglück wurden Verfasser von V. Reppke auch Proben aus Gruben und Schürfen um Bad Bertrich zur Verfügung gestellt. Die Grube Neuglück liegt etwas S einer direkten Fortsetzung der Siegener Hauptüberschiebung über den Rhein hinweg in die Eifel, die Hauptüberschiebung ist bis in den Raum Gillenfeld N Hasborn zu verfolgen (W. Meyer in FENCHEL et al. 1985: 367). Die letzten am SW-Ende der Hauptüberschiebung nachweisbaren Vorkommen der Siegener Schichten des Sattelkerns im Raum Gillenfeld sind auf dem Ausschnitt der geologischen Karte in Abb. 4 dargestellt (WAGNER 1983).

In den von Verfasser aufgesammelten Proben von der Halde der Grube Neuglück (Markierung „H“ in Abb. 5) konnte **Hämatit** nachgewiesen werden, und zwar sowohl in den typischen, plattigen Kristallen als auch in Form von körnigen Aggregaten (Tafel 7a). **Siderit** ist in manchen Proben ebenfalls noch erhalten, teilweise mit beginnender Umwandlung in „Rotspat“. Proben von einer benachbarten Versuchsgrube im Feld „Hontheim“ im Wurzelgraben SE Bad Bertrich (Markierung „X“ in Abb. 5) ergaben einen ganz ähnlichen Befund mit typischen plattigen Hämatit-Kristallen (Tafel 7b).



Tafel 7

- (a) Lamellare Entmischungen von Kupferkies (gelb) in Bornit (rotbraun) mit Carrollit (weiß) und Hämatit (grau), Grube Neuglück bei Hasborn;
- (b) Bornit (rotbraun), darin ein Nest von idiomorphen Hämatit-Kristallen (grau) vom benachbarten Versuchsbergwerk im Feld „Hontheim“;
- (c) Bornit mit lamellaren Entmischungen von Kupferkies mit Kupferglanz (blau) vom Feld „Hontheim“;
- (d) Kupferglanz (blau, fleckig/streifig) neben Bornit, Grube Neuglück bei Hasborn.



Auch die bereits beschriebenen lamellaren Entmischungen von **Kupferkies** und **Bornit** konnte Verfasser in Proben von der Grube Neuglück bei Hasborn (Tafel 7a) und dem benachbarten Versuchsbergwerk im Feld Hontheim (Tafel 7c) beobachten, ebenfalls fanden sich in- nige miteinander verwachsene Kupferglanze mit körnigen und streifigen Partien (Tafel 7d).

Im Grubenfeld Hontheim SE Bad Bertrich (Tafel 8a) und Grube Neuglück bei Hasborn (Tafel 8b) konnten auch signifikante Mengen typischer **Carrollit**-Kristalle im Bornit nachgewiesen werden. Das EDX-Spektrum bestätigt den Carrollit (Tafel 8b), Nickel ist in diesen Carrollit-Kristallen – im Gegensatz zur Siegerländer Carrollit-Variante („Sychnodymit“) – allerdings nicht nachweisbar, wie die Überlagerung mit einem typischen EDS-Ni-Signal zeigt (Inset im Spektrum in Tafel 8b). Weitere Nickelminerale sind auch nicht in diesen Proben vorhanden. Offenbar entspricht der Carrollit in diesem Bereich chemisch eher dem Mineral der Typlokalität im Carrol County, Maryland (USA) mit der Formel CuCo_2S_4 . In einer anderen Probe von der Grube Neuglück fanden sich im Bornit Kristalle, welche an idiomorphe **Arsenopyrit**-Kristalle erinnern, die EDX-Analyse ergab jedoch, dass es sich mineralchemisch um Carrollit handelt. Da in manchen Kristallen im REM noch ein gering arsenhaltiger Kern erkennbar war (Tafel 8c), handelt es sich hierbei vermutlich um eine Pseudomorphose von Carrollit nach (Co-)Arsenopyrit.

Tafel 8

- (a) Carrollit (weiß) neben Kupferkies (gelb) und Bornit (rotbraun), Grubenfeld „Hontheim“ SE Bad Bertrich;
- (b) Carrollit-Kristalle (EDX-Spektrum ohne Nickel) in Bornit, Grube Neuglück bei Hasborn;
- (c) Arsenopyrit-ähnliche Kristalle (weiß) in Bornit, mineralchemisch lt. EDX-Analyse allerdings Carrollit, stellenweise mit schwach arsenhaltigen Kernen (s. Text), Grube Neuglück bei Hasborn;
- (d) Matrix aus Bornit (bn) und Kupferglanz (cct) mit Wittichenit (witt), kleine Selenid-Einschlüsse, z.B. Bohdanowiczit (bohd), Grube Neuglück bei Hasborn.

In der Bornit-Kupferglanz-Mineralisation der linksrheinischen Grube Neuglück bei Hasborn konnte auch **Wittichenit** mittels EDX identifiziert werden. (Tafel 8d). Der Wittichenit fand sich in einem Bornit-Kupferglanz-Aggregat in einer Matrix aus Siderit und Quarz. In dieser Probe wurde als Kuriosität noch eine kleinsträumige **Selenid-Paragenese** mit dem Silber-Selenid Naumannit und dem Silber-Wismut-Se-

lenid Bohdanowiczit (jeweils im Kupferglanz) mittels Mikrosonde festgestellt.

Die paragenetischen Verwachsungen in den Proben aus dem Bereich Hasborn / Bad Bertrich entsprechen insgesamt den typischen Paragenesen der Rejuvenation aus dem Sieger Kerngebiet.

4.4 Hinweise zur Altersstellung der Paragenese

ZIMMERMANN (1932) beschreibt, offenbar lange übersehen, den Fund von „Siegener Rotspat“ im Transgressionskonglomerat des Zechstein auf der Zeche Rheinpreussen (Duisburg-Homburg), welches in Schacht 6 in 298 m Teufe 0,6 m mächtig angetroffen wurde. Nach Untersuchungen von Zimmermann zeigte der Rotspat (Abb. 6) in seinem Bruch das spatige Gefüge des ursprünglichen Spateisensteins und zerfällt in kleine rhomboedrische Bruchstücke. Unter dem Mikroskop *„erweist sich der Rotspat als ein Spateisenstein mit fein verteiltem, amorphem oder kryptokristallinem Eisenoxyd, hat also dieselbe Ausbildung wie der Rotspat im Siegerland und ist in seiner Struktur völlig drusenfrei“*.

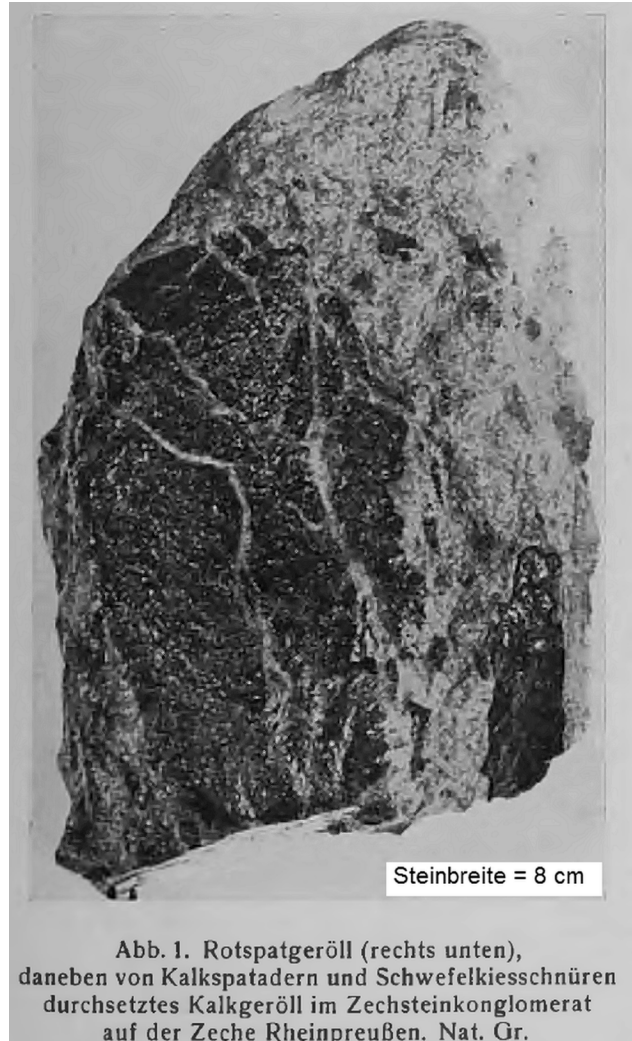


Abb. 6: Abbildung des Rotspat-Gerölls aus dem Transgressions-Konglomerat des Zechstein von der Zeche Rheinpreussen in Duisburg-Homburg, (aus ZIMMERMANN 1932).

5 Diskussion

5.1 Das Kerngebiet der Paragenese um die Stadt Siegen

Hämatit und **Rotspat** finden sich verbreitet im Bereich der Rejuvenation, wo Siderit zugegen ist. Im Hauptverbreitungsgebiet der Rejuvenations-Paragenese im Kernbereich des Siegener Antiklinoriums um die Stadt Siegen stellen signifikante Mengen dort zuvor ausgeschiedener und in der Rejuvenation offenbar neu umgesetzter Erze der Co-Arsenopyrit-Reihe auch nach den Untersuchungen von Verfasser (Tabelle 1) eine zwanglose Erklärung zur Genese und räumlichen Verteilung des **Carrollit**s dar, eine Neuzufuhr von Kobalt muss dort nicht zur Erklärung der Carrollit-Bildung herangezogen werden. Bereits GIES (1967: 88) hält bei der Entstehung von Carrollit eine „Umlösung verwandter, älterer Minerale“ für möglich. Auch WAGNER (1999: 39) betont, dass das Vorkommen von Carrollit an den Kernbereich des Siegener Antiklinoriums gebunden ist und räumlich mit der Verbreitung der Quarz-Kobalt-Mineralisation („Vorphase“) zusammenfällt.

Nach WAGNER & COOK (1999) ist der Carrollit häufiger innerhalb der Rejuvenations-Paragenese im Siegener Kerngebiet zu finden und dort auch weiter verbreitet als bisher angenommen (z.B. GIES 1967: 74). Von Verfasser bestätigt fanden sich Carrollit in Proben aus dem Siegener Kerngebiet von den Gruben Alte Lurzenbach (Gosenbach), Storch & Schöneberg (Gosenbach), Kohlenbach und Eiserner Spies zu Brüderbund (Eiserfeld), Schlänger & Eichert (Eiserfeld), Hohle(r)stein (Siegen), Kulnwalderzug (Dernbach), Rother Adler (Struthütten), Grüne Au (Schutzbach), Pius (Schutzbach).

Nach RAO (1967: 34) sind die Bi-Minerale der Rejuvenation, **Wittichenit** ($3 \text{ Cu}_2\text{S} \cdot \text{Bi}_2\text{S}_3$) und, seltener, **Emplektit** ($\text{Cu}_2\text{S} \cdot \text{Bi}_2\text{S}_3$), durch Bi-Neuzufuhr im Rahmen des sulfidischen „Nachhall“ der Rejuvenation entstanden. Ähnlich wie oben für Kobalt wird in Tabelle 2 eine Korrelation von Wittichenit mit wahrscheinlich paragenetisch älteren Bi-Mineralen versucht.

Es zeigt sich, dass offenbar nur in ca. der Hälfte der Fälle eine nennenswerte Vormineralisation mit Bi-Mineralen besteht. Die räumliche Verbreitung von Wittichenit geht dabei deutlich über die bekannten Verbreitungen von Bismuthinit oder ged. Wismut hinaus. Daher ist eine Neuzufuhr von Bi in den Hydrothermen der Rejuvenationsphase wahrscheinlich. Wittichenit-Entmischungen entlang der Bornit-Korngrenzen aus der Grube Rother Adler entsprechen exakt der Abbildung eines Erzes von Avila, Salamanca/Spanien bei PRACEJUS (2008: 461, Abb. C). Auch COOK & CIOBANU (2001) beschreiben eine solche Wittichenit-Bildung aus Rumänien und deuten die im Anschliff fädigen Formen als Wittichenit-Entmischungen entlang von bei der Abkühlung einer Hochtemperaturphase entstehenden Bornit-Korngrenzen als Folge einer Reinigung des Bornits von Elementen mit nur geringer Mischbarkeit mit dem Bornit-Kristallgitter, wie z. B. Wismut. Sie zitieren Bi-

Gehalte von nur ca. 0,16 Gew.-% im soliden Bornit gegenüber max. 17,2 Gew.-% Bi bei 420 °C, gemessen in einem experimentellen $\text{Cu}_2\text{S}-\text{Bi}_2\text{S}_3-\text{CuFeS}_2$ -System. In der oben gezeigten Probe von der Grube Eisernhardter Tiefbau (Eisern) ergeben sich klare Indizien auf Wittichenit-Entmischungen entlang von bei der Abkühlung einer Cu-Fe-S-Hochtemperaturphase entstehenden Bornit-Korngrenzen als Folge einer Reinigung des Bornits (Tafel 4c). Hier waren in der Cu-Fe-S solid-solution wohl größere Mengen Wismut vorhanden, so dass sich an den Korngrenzen des entstehenden Bornits aus dem nun frei gewordenen Wismut zunächst bei Anwesenheit von Kupfer und Schwefel der Wittichenit gebildet hat. Nach deren Verbrauch muss sich dann zwangsläufig zuletzt auch ged. **Wismut** abscheiden. Falls dem Wittichenit bei der Bildung mehr Raum zur Verfügung steht scheidet er sich aus den Hydrothermen als allotriomorphe Aggregate und – seltener – als Kristalle ab.

FENCHEL et al. (1985: 114) und HÜTTENHAIN (1932: 309) vermuten eine späte Abscheidung von Wittichenit. In der Gesamtschau der Befunde wird von Verfasser ebenfalls eine späte Abscheidung des Wittichenits als Konsequenz einer Bi-Entfernung aus der Cu-(Fe)-S solid-solution bei deren Abkühlung angenommen. Eine zeitlich frühere Einstufung der Wittichenit-Abscheidung zwischen Carrollit und Bornit wie von WAGNER (1999: 39) angegeben, wird durch die aktuellen Untersuchungen des Verfassers nicht gestützt. Eine von RAO (1967) angenommene Zufuhr von Wismut gegen Ende der Neuzufuhr von Kupfer ist ebenfalls nicht zwingend, da die oben beschriebenen abnehmenden Lösungsbedingungen für Wismut in der abkühlenden solid-solution zwanglos die späte Abscheidung von Wittichenit und ged. Wismut erklären können, unabhängig vom Zeitpunkt der Bi-Zufuhr. WAGNER (1999: 39) führt im Parageneseschema noch **Bismuthinit** als Bildung der Rejuvenation auf, ohne dies näher zu belegen. Auch im Parageneseschema von FENCHEL et al. (1985:114) taucht dieser auf, wird aber im paragenetischen Teil (S. 99 ff) nicht erwähnt. Von Verfasser wurde nirgendwo Bismuthinit in Assoziation mit Mineralen der Rejuvenation gefunden, daher wird dieses Mineral nicht in das aktuelle Parageneseschema aufgenommen. Er ist nach den aktuellen Beobachtungen eine Bildung der älteren Sulfidphase.

Auch für das von FENCHEL et al. (1985: 114) erwähnte Auftreten von „**Dolomitspat**“ am Ende des Parageneseschemas konnten keine Belege gefunden werden, ebenso wenig für eine von HEIN (1993: 453) angegebene Abscheidung von **Baryt** zu Beginn der Rejuvenation.

WETTIG (1974: 80) erwähnt ged. **Gold** in Haupt-, Sulfid- und Rejuvenationsphase, diese Angaben können durch die aktuellen Untersuchungen des Verfassers bestätigt werden. HÜTTENHAIN (1932: 310) merkt an, dass aufgrund der Menge des in der

Tab. 1: Gute Korrelation der Carroltit-Vorkommen der Rejuvenation mit älteren Kobalt-Mineralisationen (nach den Angaben in GOLZE et al. 2013, ergänzt).

Fundstelle	Rejuvenation	Ältere Co-Mineralisationen		
Victoria	(Carrollit)	(Cobaltit)		Siegenit
Wildermann				Siegenit
Glanzenberg				Siegenit
Neue Haardt	Carrollit		Glaucodot	Siegenit
Rother Adler	Carrollit	Cobaltit	Co-Arsenopyrit, Alloklas	
Storch & Schöneberg	Carrollit	Cobaltit	Alloklas	Siegenit
Breimehl	Carrollit	Cobaltit	Alloklas, Glaucodot	
Eisenzecher Zug	Carrollit	Cobaltit	Alloklas, Glaucodot	Siegenit
Eiserner Union	Carrollit	Cobaltit	Alloklas, Glaucodot	
Eisernhardter Tiefbau	Carrollit	Cobaltit	Alloklas, Glaucodot	Siegenit
Brüderbund	Carrollit	Cobaltit	Alloklas	
Pfannenberger Einigkeit	Carrollit			Siegenit
Grüne Au	Carrollit	Cobaltit	Alloklas	Siegenit
Pius	Carrollit		Alloklas, Glaucodot	Siegenit**
Käusersteimel	Carrollit*			
Wingertshardt	Carrollit	Cobaltit	(Co-Arsenopyrit?)	

* von dort nur geringe Mengen Carrollit bekannt, aber auch Bornit und Hämatit. ** eigene Befunde.

Tab. 2: Fehlende Korrelation der Wittichenit- bzw. ged. Wismut-Vorkommen der Rejuvenation mit älteren Wismut-Mineralisationen (nach den Angaben in GOLZE et al. 2013).

Fundstelle	Rejuvenation	Ältere Bi-Mineralisationen	
Neue Haardt	Wittichenit	Bismuthinit	
Storch & Schöneberg	Wittichenit	Bismuthinit	
Apfelbaumer Zug	Wittichenit		
Breimehl	Wittichenit		
Kuhlenwalder Zug	Wittichenit		
Wasserquelle	Wittichenit		
Hohlestein	Wittichenit		
Eisenzecher Zug	Wittichenit		
Rother Adler	Wittichenit		
Eiserner Union	Wittichenit, ged. Bi		
Eisernhardter Tiefbau	Wittichenit, ged. Bi	Bismuthinit	Hauchecornit
Brüderbund	Wittichenit, Emplektit, ged. Bi	Bismuthinit	Hauchecornit
Neue Hoffnung	Wittichenit	Bismuthinit	
Bautenberg	Wittichenit, ged. Bi	Bismuthinit	
Stahlseifen - Heinrichsglück	Wittichenit, ged. Bi	Bismuthinit	Hauchecornit
Grüne Au	Wittichenit, Emplektit, ged. Bi	Bismuthinit	Hauchecornit
Pius	Wittichenit		
Wingertshardt	Wittichenit		

Rejuvenations-Paragenese auftretenden Goldes eine hydrothermale Neuzufuhr von Gold in dieser Phase wahrscheinlich ist. WAGNER (1999: 39) stellt in seinem paragenetischen Schema der Rejuvenation das Gold als jüngste Abscheidung dar ohne dies explizit zu begründen. Gold wurde von Verfasser in Assoziation mit Pyrit, Bornit, Hämatit, Wittichenit, Carrollit, und Kupferglanz gefunden, ohne dass eine klare Position in der Abscheidungsreihenfolge erkennbar wäre. Nach noch unveröffentlichten Untersuchungen des Verfassers war die Goldmineralisation im Rahmen der Ullmannit-Abscheidungen der

frühen Hauptphase wohl die bedeutendste in den hydrothermalen Paragenesen des Siegerlandes. Gold in ausschließlicher Assoziation mit Mineralen der Sulfidphase ist hingegen weit seltener zu beobachten und möglicherweise nur eine Umlagerung einer älteren Abscheidung. Noch weniger Evidenz für neu hydrothermal zugeführtes Gold ergab sich aktuell für das Auftreten kleiner Mengen von Gold im Rahmen der Rejuvenation, dieses ist durch Umlagerungen älterer Gold-Mineralisationen zwanglos erklärbar.

5.2 Der Bereich Müsen / Littfeld (Müsener Horst)

Im Bereich des Müsener Horstes tritt nach den Befunden des Verfassers die klassische Rejuvenations-Paragenese allenfalls sehr untergeordnet auf. Das Vorhandensein variszisch streichender Störungen in diesem Bereich wie z.B. die Heinrichsseggen-Wimberg-Aufschiebung (CLAUSEN 1991, Tafel 2) lässt ein Auftreten der Rejuvenation zwar möglich erscheinen, jedoch sind die bisherigen Beobachtungen des Verfassers in Einklang mit der Literatur, welche kaum Evidenzen für eine signifikante Verbreitung der Rejuvenation im Raum Müsen-Littfeld beschreibt. Die im Raum Müsen-Littfeld auftretenden kleinräumigen Bildungen von **Hämatit** und **Bornit** werden von jüngerem **Fahlerz** korrodiert und sind teils mit **Baryt** überwachsen, was für eine postvariszische hydrothermale Überprägung spricht, ebenso die ungewöhnliche Verwachsung von Hämatit mit Kupferkies ohne Bornit, dafür aber mit Siegenit von der Grube Glanzenberg (Tafel 6c). **Wittichenit** konnte bisher in diesem Teilrevier nicht belegt werden. Allerdings konnte vom Verfasser bisher auch kein Carrollit im NE des Untersuchungsgebietes um Müsen-Littfeld identifiziert

werden, obwohl dort ältere Co-Erze auftreten. Dort wurde aktuell als Co-Thiospinell mit Sicherheit lediglich Siegenit mittels Mikrosonde identifiziert, welcher der älteren Paragenese der Zinkblende-Bleiglanz-Gänge („Sulfidphase“ der Hauptmineralisation) zuzuordnen und in dieser Paragenese dort häufig anzutreffen ist. Aus dem Müsener-Littfelder Raum sind keine nennenswerten Mineralisationen der Co-Arsenopyrit-Reihe bekannt, welche als Co-Lieferant einer Carrollit Bildung gedient haben könnten, der Arsenopyrit des Müsener Raums ist im Übrigen durch seine ausgesprochene Armut an Kobalt bekannt (GIES 1967). In diesem Bezirk fand offenbar erst zu einem späteren Zeitpunkt eine Co-Zufuhr bzw. -Fixierung im Rahmen der Abscheidung der Kobaltnickelkiese statt. Hinweise für eine genetische Beziehung zwischen Siegenit und Carrollit wurden nicht gefunden.

Im Raum Müsen-Littfeld sind daher sicher weitere Untersuchungen der reichlichen und komplexen postvariszischen Mineralisation und Überprägungen angezeigt.

5.3 Die SW Eifel im Bereich um Bad Bertrich

Der jetzige Nachweis der Rejuvenations-Paragenese ganz im SW der Eifel als Fortsetzung bzw. Wiederauftreten dieser Mineralisation im Bereich Hasborn / Bad Bertrich ist klar mit der linksrheinischen Fortsetzung der variszischen Großstrukturen assoziiert, fällt aber (wie auch im Siegerländer Kerngebiet) nicht direkt mit der Siegener Hauptüberschiebung zusammen, sondern liegt entlang einer SW-NE streichenden Störungsszone etwas südlich davon (WAGNER 1998b: 171f). Übrigens beschreibt bereits BÖKER (1906) Blattverschiebungen, die mit dem Faltungskörper assoziiert sind und die er als spätkarbonisch bis frühpermisch einstuft, sowie „in Stunde 9“ einfallende Querstörungen, welche im Rheinischen Schiefergebirge weit verbreitet und noch im SW im Bereich Bad Bertrich zu finden sind. QUIRING (1931) kommt aufgrund eingehender Untersuchungen der Eisenglangzgänge im Rheinischen Schiefergebirge zu der Annahme, dass die Eisenglangzgänge die sowohl

im Siegerland als auch an der Mosel im Bezirk Treis-Alf syngenetisch mit den Rotspatgängen auftreten, eine selbstständig „magmatogen-hydrothermale“ Bildung sind. Allerdings fehlte bisher, abgesehen von Eisenglangzfunden, ein eindeutiger linksrheinischer Beleg für das Vorkommen der Rejuvenation (WAGNER 1999: 17).

Der Ausschnitt der geologischen Karte (Abb. 5) zeigt, dass die Grube Neuglück, sowie benachbarte Gruben und Schürfe mit einer beschriebenen Bornit-Mineralisation (WEMMER 1909) in einer solchen SW-NE („variszisch“) streichenden Zone entlang einer Linie bis Bad Bertrich aufgereiht liegen, welche die unterdevonischen, unteremsischen Gladbach-Schichten (dzu3GL) von den etwas jüngeren Klerf-Schichten (dzu3KL) trennt. Möglicherweise diente diese Nahtstelle dort als Aufstiegsbahn für die Hydrothermen der Rejuvenation.

In Proben der Grube Neuglück bei Hasborn fand Verfasser **Siderit** und **Rotspat**. In Proben aus der Grube Neuglück (Hasborn), sowie im Grubenfeld ‚Hontheim‘ SE Bad Bertrich wurden aktuell signifikante Mengen **Hämatit**, **Bornit** (mit den für die Rejuvenation typischen Entmischungslamellen) sowie **Carrollit** nachgewiesen. Somit muss die Annahme von WAGNER (1999: 39), dass das Vorkommen von Carrollit an den Kernbereich des Siegener Antiklinoriums gebunden ist und räumlich mit der Verbreitung der „Vorphase“ der präorogenen Hauptmineralisation (Co-reicher Arsenopyrit mit Quarz) zusammenfällt, weitläufiger gesehen werden. Nickel konnte mittels EDX im Carrollit der Region um Hasborn / Bad Bertrich nicht nachgewiesen werden, es handelt sich bei allgemeiner Nickel-Armut dieser Region um eine nachvollziehbare lokale Bildung. Nach WAGNER (1998: 119) tritt die Paragenese der Rejuvenationsphase im Unterschied zu den Antimon-Mineralisationen und den alpinotypen Zerrklufsystemen nur innerhalb von intensiv hydrothermal überprägten Siderit-Cu-Gängen des Siegerlandes auf. Diese Annahme ist aufgrund der hier gezeigten Befunde ebenfalls als viel zu restriktiv anzusehen.

In Proben der Gruben Neuglück und Hontheim konnte Verfasser in bislang in 13 Proben keine nennenswerte vorbestehende Kobaltmineralisation finden, welche das doch nennenswerte Auftreten von Carrollit in diesen Fundstellen zwanglos erklären würde. Allerdings fand sich mittels REM-EDX im Carrollit stellenweise ein As-haltiger Kernbereich, ein erster morphologischer Hinweis auf die bisherige Annahme einer Carrollit Entstehung durch paragenetischen Umwandlung. Bis zum eindeutigen Nachweis von Mineralen der Co-Arsenopyrit-Reihe ist in diesem Bereich eine Co-Zufuhr während der Rejuvenation nicht auszuschließen. Insgesamt scheint Kobalt in der Osteifel nach den umfangreichen Untersuchungen von REPPKE (1993) ein seltenes Metall zu sein, die Lagerstätten zwischen Hasborn / Gr. Neuglück und Bad Bertrich stellen hier wohl eine Ausnahme dar.

Das Auftreten von **Wittichenit** in Proben von der Grube Neuglück lässt bei fehlendem Nachweis älterer Bi-Mineralisation in diesem Bereich der Eifel derzeit auf eine lokale Bi-Zufuhr durch die Hydrothermen der Rejuvenation schließen, ähnlich wie im Siegener Kerngebiet dieser Paragenese.

5.4 Die Altersstellung der Paragenese

Die tektonische Deformation im Zuge der variszischen Orogenese ist im südöstlichen Rheinischen Schiefergebirge auf ca. 325 Ma, an seinem Nordrand auf ca. 305 Ma datiert (AHRENDT et al. 1978, 1983). Die frühere Deutung der **Siderit**-Erzgänge als variszische Bildungen basierte ganz überwiegend auf strukturgeologischen Kriterien. Allerdings belegen die beobachteten Strukturen nur, dass die Erzgänge deformiert wurden und geben somit lediglich die jüngstmögliche Zeitklammer für ihre Entstehung an (s. BRAUNS & SCHNEIDER 1998: 118ff). Gangbildung und Sideritvererzung erfolgten jedoch wie eingangs erwähnt bereits auf syndimentär angelegten extensionalen Störungen im rhenoherynischen Schelf durch Krustendehnung und Beckenentwicklungen im Mittel- bis Oberdevon und somit lange vor der variszischen Orogenese (KIRNBAUER et al. 1998: 87). Dies steht mit der Beobachtung aus dem Bergbau im Einklang, dass im Rheinischen Schiefergebirge bereits in Schichten des höheren Mitteldevons keine Sideritgänge vom Siegerland-Typus mehr auftreten (Bornhardt 1910). Untertage sind gelegentlich Sideritgänge aufgeschlossen, die zusammen mit dem umgebenden Nebengestein variszisch verfaltet sind (z. B. auf der Grube Apollo bei Raubach/Westerwald). Klarheit über die tatsächliche Altersstellung der Sideritgänge brachten vergleichende Rubidium-Strontium-Isotopenuntersuchungen der Gangsiderite und ihres Nebengesteins durch Brauns (1995), auf deren Grundlage ein Mineralisationsalter von 400 ± 20 Ma ermittelt wurde, da nur zu diesem Zeitpunkt die Sr-Isotopenzusammensetzungen der Gangsiderite und deren lithologisch unterschiedlichen Liefergesteine (Sandsteine und Tonschiefer der Siegen-Stufe) übereinstimmen.

Die spätere Sulfidmineralisation der Zinkblende-Bleiglanzgänge („**Sulfidphase**“) zeigt, wie der Siderit der Hauptphase, teilweise starke Deformationsgefüge („Bleischweif“), die aus der tektonischen Beanspruchung durch die variszische Gebirgsbildung resultieren. Die Bleiisotopen-Zusammensetzung deformierter Galenite ist über den gesamten Distrikt ebenfalls sehr homogen verteilt (BRAUNS 1995, SCHNEIDER 1998) und stimmt mit derjenigen von Erzen großer, stratiformer Sulfid-Barytlager im Rhenoherynium überein (Meggen, Rammelsberg), deren Alter von etwa 380 Ma (Mitteldevon) durch ihre stratigrafische Position recht eindeutig festgelegt ist. Somit ist von einer hydrothermalen Abscheidung der drei Phasen der „Hauptmineralisation“ noch vor der variszischen Faltung des Schiefergebirges auszugehen.

Die Paragenese der **Rejuvenationsphase** („Eisenglanzphase“) zeigt keine Deformation durch die variszische Gebirgsbildung und hat also in etwa ein **unteres Grenzalter von ca. 300 Ma**. Die Rejuvenation ist eher spätvariszisch als postvariszisch einzustufen, da sie sich noch an den größeren tektonischen Strukturen und Störungen des Variszikums orientiert und nicht an der komplexen Bruchtektonik der postvariszischen Phasen (REPPKE 1993). Der wohl lange Zeit übersehene Bericht eines Fundes von „Siegener Rotspat“ im Transgressionskonglomerat des Zechsteins (oberes Perm) auf der Zeche Rheinpreussen (Duisburg-Homberg) ist nach der prägnanten Originalbeschreibung glaubhaft. Da dieses Transgressionskonglomerat des Zechsteinmeeres ein Aufarbeitungshorizont von rhenoherynischen Gesteinen des älteren Paläozoikums am Rand des Rheinischen Schiefergebirges dar-

stellt, kann der Paragenese der Rejuvenation in etwa ein **oberes Grenzalter von ca. 258 Ma** zugeordnet werden. Selbst wenn die ersten permischen Meeres-Transgressionen und die hierdurch erzeugten Strandgerölle am Schiefergebirgsrand bereits im oberen Rotliegend auftraten, bleibt die Zeitklammer

im Großen und Ganzen dennoch valide, da die chronostratigraphische Grenze zwischen Rotliegend und dem darüber liegenden Zechstein innerhalb ihres Verbreitungsraumes im Untersuchungsgebiet nicht immer einheitlich ist.

6 Schlussfolgerungen

Die bisherige Annahme, dass die Paragenese der Rejuvenation linksrheinisch nicht sicher nachgewiesen wurde, kann nun revidiert werden, da im Bereich Hasborn – Bad Bertrich neben Rotspat und Hämatit auch Bornit, Carrollit und Wittichenit und damit das „Vollbild“ der aus dem Siegerländer Kernbereich bekannten Rejuvenations-Paragenese gefunden wurde. Insgesamt muss also für das Hydrothermalsystem der Rejuvenation im Rheinischen Schiefergebirge eine deutlich größere Verbreitung angenommen werden als bisher (z.B. WAGNER 1999) vermutet wurde. Nach den neuen Befunden kann nunmehr der Raum Hasborn / Bad Bertrich als linksrheinisches Vorkommen der Rejuvenations-Paragenese hinzugefügt werden (Abb. 1).

Eine Rejuvenations-Paragenese im Raum Müsen / Littfeld (Müsener Horst) kann nach den hier vorliegenden Befunden nur unter Vorbehalt vermutet werden, die historischen Berichte zu Rotspat und Hämatit aus dieser Region sind sehr spärlich und unpräzise, Bornit wird zudem kaum erwähnt. Nur in wenigen der aktuell untersuchten Proben aus diesem Gebiet sind paragenetisch ähnliche Bilder gefunden worden. Diese sind aber nicht durchgängig kongruent zu den recht uniformen und typischen paragenetischen Bildern aus dem Siegener Kerngebiet und der SW-Eifel um Hasborn / Bad Bertrich. Zudem wurden die Erzgänge im Bereich des Müsener Horstes auch noch stark postvariszisch überprägt.

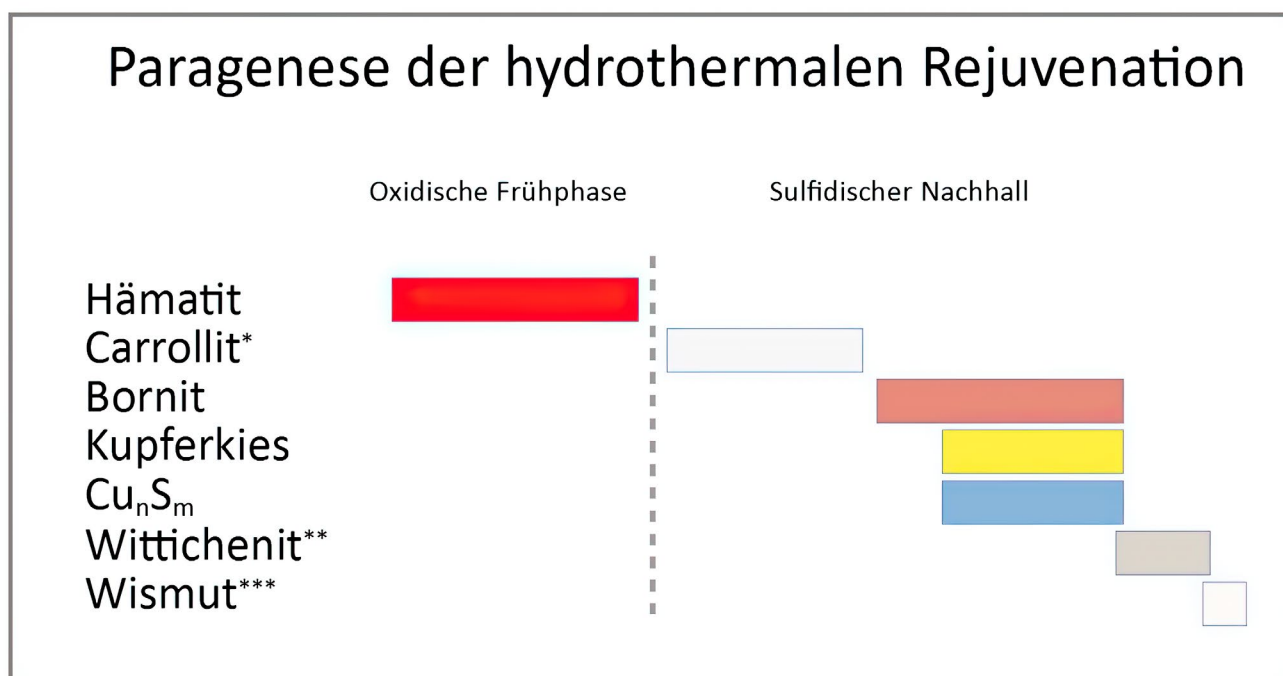


Abb. 7: Paragenese-Schema für die Rejuvenation (nach Erkenntnissen von Verfasser).

* Der Carrollit tritt im Siegener Kerngebiet der Rejuvenation in der dort Ni-reichen Umgebung als nickelreiche Variante $\text{Cu}(\text{Co},\text{Ni})_2\text{S}_4$ auf, während Verfasser ihn im Bereich Hasborn / Bad Bertrich in Ni-armer Umgebung als nickelfreie Variante CuCo_2S_4 fand. Es finden sich insbesondere im Siegerländer Kerngebiet eine gute Korrelation der Carrollit-Vorkommen mit vorbestehenden Co-Mineralisationen; auch EM-morphologische Befunde (s. Text) stützen die Entstehung des Carrollits in der Rejuvenation durch Umsetzung älterer Co-Mineralien.

** Für den Wittichenit konnte keine überzeugende Korrelation mit vorbestehender Bi-Mineralisation gefunden werden, hier ist eine Zufuhr von Wismut in den Hydrothermen der Rejuvenation wahrscheinlich.

*** ged. Wismut mineralisiert schließlich aus überschüssigem Bi nach Verbrauch aller freien Metall- und Schwefel-Valenzen.

Für die Vermutung, dass sich Carrollit in der Rejuvenation durch Alteration von lokal vorbestehenden Erzen der Co-Arsenopyrit-Mineralisation der „Vorphase“ bildet, konnten nun licht- sowie elektronenmikroskopische Indizien gefunden werden. Auch stützt das von Verfasser vorgenommene Mapping der Gruben mit Carrollit- und Co-Arsenopyrit-Vorkommen im Siegener Kerngebiet diese Annahme. Nach weiteren Hinweisen auf Kobalterze einer älteren Paragenese sollte im Bereich Hasborn / Bad Bertrich gefahndet werden, um die dortigen erzmikroskopisch signifikanten Funde von Carrollit zu erklären. Der Carrollit im Bereich Hasborn / Bad Bertrich enthält im Gegensatz zum Carrollit des Siegener Kernbereichs der Rejuvenation kein Nickel. Es ist eine verbreitete Neuzufuhr von Wismut in der Hydrothermalphase der Rejuvenation sehr wahrscheinlich, da von vielen Gruben mit Wittichenit-Vorkommen keine anderen bzw. älteren Bi-Mineralen nachgewiesen wurden. Evidenz für im Rahmen der Rejuvenation neu hydrothermal zugeführtes Gold ergaben sich nicht, dieses ist durch Umlagerungen älterer Gold-Mineralisationen zwanglos erklärbar. Verfasser verzichtet daher auf die Aufnahme von Gold in das vorgeschlagene Parageneseschema der Rejuvenation.

Das von FENCHEL et al. (1985: 114) und zuletzt von WAGNER (1999: 39) angegebene Parageneseschema zur Rejuvenation muss in einigen Teilen revidiert werden. Bismuthinit gehört nicht in diese Paragenese, sondern stellt eine ältere Bildung der Sulfidphase dar. Die von Wagner angegebene Abscheidung von Wittichenit als Bildung zwischen Carrollit und Bornit ist ebenfalls zu revidieren, die im vorliegenden Aufsatz dargestellten paragenetischen Betrachtungen lassen den Wittichenit ganz eindeutig als spätere Bildung in der paragenetischen Sequenz der Rejuvenation nach der Abscheidung von Bornit aus der abkühlenden Bornit-Neodigenit solid-solution erscheinen. Auch die von Wagner im genannten Schema angegebene Dissoziation zwischen dem frühen Auftreten von Wittichenit und dem späten Auftreten von ged. Wismut in der paragenetischen Sequenz macht mineralchemisch keinen Sinn. Wie hier

dargelegt bildet sich in dieser Paragenese beim Abkühlen der Bornit-Neodigenit solid-solution nach der Entfernung des Wismuts aus dem entstehenden Bornit zunächst Wittichenit und schließlich nach dem Verbrauch aller restlichen freien Kupfer- und Schwefel-Valenzen schließlich ged. Wismut.

Das von FENCHEL et al. (1985: 114) angegebene Auftreten von „Dolomitspat“ am Ende der Rejuvenation, sowie eine von HEIN (1993: 453) angegebene Abscheidung von Baryt zu Beginn der Rejuvenation konnte trotz umfangreicher Untersuchungen aus dem gesamten Untersuchungsgebiet nicht bestätigt werden, möglicherweise beurteilten diese Autoren hier postvariszisch überprägte Proben aus dem Gebiet des Müsener Horstes, wo diese Minerale mit Hämatit und Bornit auftreten. Eine Assoziation der Minerale Mückeit und Aikinit mit der Paragenese der Rejuvenation ist nicht nachzuweisen, diese sind der älteren Paragenese der Zinkblende-Bleiglanz-Gänge („Sulfidphase“) zugehörig.

Die Erkenntnisse von Verfasser zur Mineralisationsabfolge der Rejuvenation sind im Parageneseschema in Abb. 7 dargestellt.

Der Rejuvenations-Paragenese als vermutlich spätvariszischen Bildung kann nach den aktuellen Befunden eine vorläufige Zeitklammer für die Mineralisation zwischen ca. 300 Ma und 258 Ma zugeordnet werden. Weitere Funde und Untersuchungen von Zechstein-Basiskonglomeraten aus den ehemaligen Küstengebieten des Rheinischen Schiefergebirges wären aufschlussreich.

Danksagung: Der Autor dankt Herrn Dr. Volker Reppke für die Überlassung von Proben aus dem Raum Bad Bertrich, SW Eifel, sowie für die vielen anregenden Diskussionen und Hinweise. Weiterhin sei Prof. Dr. Thomas Kirnbauer und Prof. Dr. Heiner Flick für wichtige Diskussionen und kritische Durchsicht gedankt. Der Autor bedankt sich bei der Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn, und hier ganz besonders bei Frau Dr. Beate Spiering, für die Unterstützung an der Elektronenstrahl-Mikrosonde.

7 Schriftenverzeichnis

- ADELMANN, H.G. (2013): Die Erzminerale des Siegerland-Wied-Distriktes und Ihre Verwachsungen (Teil 1). – Aufschluss, **64**: 294–313; Heidelberg.
- ADELMANN, H.G. (2014): Die Erzminerale des Siegerland-Wied-Distriktes und Ihre Verwachsungen (Teil 3). – Aufschluss, **65**: 268–291; Heidelberg.
- AHRENDT, H., HUNZIKER, J.C. & WEBER, K. (1978): K/Ar-Altersbestimmungen an schwach-metamorphen Gesteinen des Rheinischen Schiefergebirges. – Z. dt. geol. Ges., **129**: 229–247, 23 Abb., 2 Tab., 3 Taf.; Hannover.
- AHRENDT, H., CLAUER, N., HUNZIKER, J.C. & WEBER, K. (1983): Migration of folding and metamorphism in the Rheinisches Schiefergebirge deduced from K-Ar and Rb-Sr age determinations. – In: MARTIN, H. & EDER, F.W. (eds): Intracontinental Fold Belts, 323–338; New York (Springer).
- BÖKER, H.E. (1906): Die Mineralausfüllung der Querverwerfungsspalten im Bergrevier Werden und einigen angrenzenden Gebieten. – Glückauf, **33**: 1065; Essen.
- BORNHARDT, W. (1910): Über die Gangverhältnisse des Siegerlandes und seiner Umgebung (Tl. I). – Archiv Lagerstättenforsch., **2**: XII + 415 S., 81 Abb., 3 Taf.; Berlin.
- BORNHARDT, W. (1912): Über die Gangverhältnisse des Siegerlandes und seiner Umgebung (Tl. II). – Archiv Lagerstättenforsch., **8**: VIII + 444 S., 57 Abb., 6 Tab., 14 Gangbilder; Berlin.

- BOSUM, W., DÜRBAUM, H.-J., FENCHEL, W., FRITSCH, J., LUSZNAT, M., NICKEL, H., PLAUMANN, S., SCHERP, A., STADLER, G., VOGLER, H. (1971): Geologisch-lagerstättenkundliche und geophysikalische Untersuchungen im Siegerländer-Wieder Spateisensteinbezirk. – Beih. Geol. Jb., **90**: 139 S., 41 Abb., 4 Tab., 9 Taf.; Hannover.
- BRAUNS, C. M. (1995): Isotopenuntersuchungen an Erzen des Siegerlandes. – Diss. Universität Gießen, 144 S.; Gießen.
- BRAUNS, C. M. & SCHNEIDER, J. (1998): Sideritgänge. – In: KIRNBAUER, T. (Hrsg.) unter Mitarb. von SCHNEIDER, J.: Geologie und hydrothermale Mineralisationen im rechtsrheinischen Schiefergebirge. – Jb. nass. Ver. Naturkde., Sonderbd. **1**: 111–121, 4 Abb.; Wiesbaden.
- CLAUSEN, C.-D. (1991): Erl. geol. Karte Nordrhein-Westfalen 1:25 000, Bl. 4914 Kirchhundem, 2. Aufl., 146 S., 13 Abb., 7 Tab., 3 Taf.; Krefeld (Geol. L.-Amt NRW).
- COOK, N. J. & CIOBANU, C. L. (2001): Paragenesis of Cu-Fe ores from Ocna de Fier-Dognecea (Romania), typifying fluid plume mineralization in a proximal skarn setting. – Mineral. Mag., **65**: 51–372.
- DEKORP Research Group (1990): Crustal structure of the Rhenish Massif: Results of deep seismic reflection lines DEKORP 2-North and 2-North-Q. – Geol. Rdsch., **79**: 523–566, 21 Abb.; Stuttgart.
- FELIX-HENNINGSSEN, P. (1990): Die mesozoisch-tertiäre Verwitterungsdecke (MTV) im Rheinischen Schiefergebirge. – Relief Boden Paläoklima, **6**: 1–192; Berlin.
- FENCHEL, W., GIES, H., GLEICHMANN, H. D., HELLMUND, W., HENTSCHEL, H., HEYL, K. H., HÜTTENHAIN, H., LANGENBACH, U., LIPPERT, H. J., LUSZNAT, M., MEYER, W., PAHL, A., RAO, M. S., REICHENBACH, R., STADLER, G., VOGLER, H. & WALTHER, H. W. (1985): Sammelwerk Deutsche Eisenerzlagertstätten: I. Eisenerze im Grundgebirge (Varistikum): 1. Die Sideritergänge im Siegerland-Wied-Distrikt. – Geol. Jb., **D 77**: 3–517, 128 Abb. 38 Tab., 31 Taf.; Hannover.
- FLICK, H. (2013): Das Rheinische Schiefergebirge – eine geologische Geschichte. – Aufschluss, **64**: 208–237, 37 Abb.; Heidelberg.
- FLICK, H., NESBOR, H.-D. & BEHNISCH, R. (1990): Iron ores of the Lahn-Dill type formed by diagenetic seeping of pyroclastic sequences – a case study on the Schalstein section at Gänsberg (Weilburg). – Geol. Rdschau., **79**: 401–415, 11 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- FRIEDRICH, G. JOCHUM, J. (1997): Lagerstättenbildung durch intraformationale Stoffumsetzungen. Ein Beitrag zur Einordnung der Metallogenese in die geodynamische Entwicklung Mitteleuropas. – Dt. Forsch.-Gem., Mitt., **23**: 25–103, 14 Abb.; Bonn.
- GIES, H. (1967): Das Auftreten und die Verbreitung der Elemente Kobalt und Nickel auf den Erzgängen des Siegerland-Wieder Spateisensteinbezirks. – Diss. TH Clausthal, 93 S., 40 Abb., 16. Taf.; Clausthal.
- GOLZE, R., HENRICH, M., HUCKO, S. & STÖTZEL, N. (2013): Siegerland & Westerwald. Bergbaugeschichte – Mineralienschatze – Fundorte. 800 S., zahlr. Ill., graph. Darst.; Salzhemmendorf-Lauenstein (Bode).
- HEIN, U. F. (1993): Synmetamorphic Variscan siderite mineralization of the Rhenish Massif, Central Europe. – Mineral. Mag., **57**: 451–467.
- HENK, A. (1995): Late Variscan exhumation histories of the southern Rhenohercynian Zone and western Mid-German Crystalline Rise: results from thermal modeling. – Geol. Rdsch., **84**: 578–590; Stuttgart.
- HÜTTENHAIN, H. (1932): Die Elemente Gold und Wismut als Gangkomponenten der Siegerländer Spateisensteingänge. – Min. Petrogr. Mitt., **42**: 285–317, 1 Abb., 3 Taf.; Leipzig.
- HÜTTENHAIN, H. (1963): Die Mineralisationsphasen der Siegerländer Spateisensteingänge. – Fortschr. Min., **40**: 62–63; Stuttgart.
- JOCHUM, J., HORSFIELD, B. & BECHTL, A. (1997): Kohlenwasserstoffe in variskischer und postvariskischer Buntmetallmineralisation des Rheinischen Schiefergebirges – Herkunft und Einfluß auf die Lagerstättenbildung. – Ber. Deutsch. n Mineral. Ges., Beih. Z. Eur. J. Mineral., **9**: 171.
- KIRNBAUER, T. (1998): Alpinotype Zerrklüfte. – In: KIRNBAUER, T. (Hrsg.) unter Mitarb. von SCHNEIDER, J.: Geologie und hydrothermale Mineralisationen im rechtsrheinischen Schiefergebirge. – Jb. nass. Ver. Naturkde., Sonderbd. **1**: 150–156; Wiesbaden.
- KIRNBAUER, T. & HUCKO, S. (2011): Hydrothermale Mineralisation und Vererzung im Siegerland. – Aufschluss, **62**: 257–296; Heidelberg.
- KIRNBAUER, T., SCHNEIDER, J. & SCHWENZER S. P. (1998): Hydrothermale Mineralisationen, Überblick. – In: KIRNBAUER, T. (Hrsg.) unter Mitarb. von SCHNEIDER, J.: Geologie und hydrothermale Mineralisationen im rechtsrheinischen Schiefergebirge. – Jb. nass. Ver. Naturkde., Sonderbd. **1**: 84–97, 3 Abb.; Wiesbaden.
- KIRNBAUER, T., WAGNER, T., TAUBALD, H. & BODE, M. (2012): Post-Variscan hydrothermal mineralization, Taunus, Rhenish Massif (Germany): Constraints from stable and radiogenic isotope data. – Ore Geology Reviews, **48**: 239–257, 10 Abb., 6 Tab.; Amsterdam.
- KRAHN, L. & BAUMANN, A. (1996): Lead isotope systematics of epigenetic lead-zinc mineralization in the western part of the Rheinisches Schiefergebirge, Germany. – Mineral. Deposita, **31**: 225–237.
- KRAHN, L., FRIEDRICH, G. (1991): Zur Genese der Buntmetall-Vererzung im westlichen Rheinischen Schiefergebirge. – Erzmetall, **44**: 23–29; Clausthal-Zellerfeld.
- LASPEYRES, H. (1891): Sychnodymit, ein neues Kobalterz von der Grube Kohlenbach bei Eiserfeld unweit Siegen. – Z. Krist., **19**: 17–21; Leipzig.
- LEVEQUE, J., HAACK, U., (1993): Pb isotopes of hydrothermal ores in the Harz. – Monograph series on Mineral Deposits, **30**: 197–210; Berlin (Borntraeger).
- NESBOR, H. D. (2004): Paläozoischer Intraplattenvulkanismus im östlichen Rheinischen Schiefergebirge – Magmenentwicklung und zeitlicher Ablauf. – Geol. Jb. Hessen, **131**: 145–182, 21 Abb., 4 Tab.; Wiesbaden.
- NESBOR, H.-D. (2021): Geotektonisch-paläogeographische Entwicklung Mitteleuropas im Paläozoikum. – In: HLNUG (Hrsg.): Geologie von Hessen: 17–33, 7 Abb.; Stuttgart (Schweizerbart).
- PHILIPP, W. (1955): Gangbildung und Tektonik im Gebiet der Spateisensteingrube “Neue Haardt” bei Weidenau/Sieg. – Geol. Rdsch., **44**: 345–375, 15 Abb., 1 Taf.; Stuttgart.
- PRACEJUS, B. (2008): The Ore Minerals Under the Microscope: An Optical Guide. – Atlases in Geoscience 3; Amsterdam (Elsevier).
- QUIRING, H. (1931): Verbreitung und Entstehungszeit der Eisenglanggänge im Rheinischen Schiefergebirge. – Z. Berg-, Hütten- u. Salinenwesen im Preuss. Staate, **79**: B176–B184, 2 Abb.; Berlin.
- RAO, M. S. (1967): Die Kupfererzparagenesen im Siegerland-Wieder Spateisensteinbezirk, ihre Verbreitung und Genese. – Diss. TH Clausthal, 75 S., 50 Abb., 23. Tab., 3 Anl.; Clausthal.
- REPPKE, V. (1993): Varistische und postvaristische Buntmetallmineralisation in der östlichen Eifel (Linksrheinisches Schiefergebirge), ein mineralogischer und bergbaulicher Überblick. – Diss. Universität Göttingen.
- RIDGE J. D. (1979): Papers on mineral deposits of western North America: The International Association on the Genesis of Ore Deposits Fifth Quadrennial Symposium proceedings, volume II. – Mackay School of Mines; University of Nevada.
- SCHAEFFER, R. (1984): Die postvariszische Mineralisation im nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirge. – Braunschweiger geol.-paläont. Dissertationen, **3**: 206 S.; Braunschweig.

- SCHNEIDER, J. (1998): Die Herkunft des Siegerländer Münzsilbers. – In: DAHM, C., LOBBEY, U. & WEISGERBER, G. (Hrsg.) (1998): Der Altenberg, Bergbau und Siedlung aus dem 13. Jahrhundert im Siegerland. Teil I – Die Befunde, Teil 2 – Die Funde. – Denkmalpflege und Forschung in Westfalen, **34**: 202–216; Münster.
- SCHNEIDER, J. (2000): Indirekte Rb-Sr-Chronometrie postorogener Hydrothermalsysteme und assoziierter Gangmineralisationen im Rhenoharzynikum. Diss. Justus-Liebig-Universität Gießen.
- SCHNEIDER, J. & HAACK, U. (1996): New lead isotopic data from Pb-Zn ore deposits in the northern Eifel, Germany. – J. Conf. Abs., **1**, 547 S.; Oxford.
- SCHNEIDERHÖHN, H. (1923): Vorläufige Mitteilung über pyrometamorphe Paragenesen in den Siegerländer Spatgängen. – Z. Krist., **58**: 309–329, 6 Taf.; Leipzig.
- SCHNORRER, G., LATSCH, H. (1997): Die Mineralien der Grube Grüneau bei Schutzbach im Siegerland (Teil I). – Lapis, **22** (12): 18–36.
- SCHNORRER-KÖHLER, G. (1989): Die Minerale der Grube Fischbacherwerk bei Niederfischbach im Bergamtsbezirk Betzdorf/Siegerland. – Aufschluss, **40**: 5–30; Heidelberg.
- SCHRÖCKE H. & WEINER K. L. (1981): Mineralogie. Ein Lehrbuch auf systematischer Grundlage. Berlin New York (de Gruyter).
- SCHWARTZ, G. M. (1931): Textures due to unmixing of solid solutions. – Econ. Geol., **26**: 739–763.
- STADLER, G. (1959): Die Rotspat-Eisenglanzvererzung auf der Grube Neue Haardt in Weidenau/Siegerland. – Erzmetall. **12**: 603–608. 8 Abb.; Stuttgart.
- WAGNER, T. (1999): Spätvaristische hydrothermale Mineralisationen im Rheinischen Schiefergebirge. – Freiburger Forsch.-H. **C 478** Geowissenschaften, Technische Universität Bergakademie Freiberg.
- WAGNER, T. (1998): Eisenglanzphase (Rejuvenationsphase). – In: KIRNBAUER, T. (Hrsg.) unter Mitarb. von SCHNEIDER, J.: Geologie und hydrothermale Mineralisationen im rechtsrheinischen Schiefergebirge. – Jb. nass. Ver. Naturkde., Sonderbd. **1**: 170–176, 1 Abb.; Wiesbaden.
- WAGNER, T. COOK, N. J. (1999): Carrollite and related minerals of the linnaeite group: solid solutions and nomenclature in light of new data from the Siegerland district, Germany. – Canadian Mineralogist, **37**: 545–558.
- WAGNER, W. (1983): Geologische Übersichtskarte Rheinisches Schiefergebirge SW-Teil: Hochschulumgebungskarte Trier 1:100 000 mit Korrekturen 2000; Mainz: (Geologisches Landesamt Rheinland-Pfalz).
- WEMMER, M. (1909): Die Erzlagerstätten der Eifel mit Ausschluß der näheren Umgebung von Aachen. – Diss Universität Münster Iserlohn (Bormann & Co).
- WETTIG, E. (1974): Die Erzgänge des nördlichen rechtsrheinischen Schiefergebirges, ihr Inhalt und ihre tektonischen Zusammenhänge. – Clausthaler geol. Abh., **19**; Clausthal-Zellerfeld.
- ZIMMERMANN, E. (1932): Siegener Rotspat und roter Toneisenstein im Zechsteintransgressionskonglomerat des Niederrheins. – Glückauf, **68**: 641–644; Essen. Online: http://delibra.bg.polsl.pl/Content/11609/Vol68_No29.pdf

GUDRUN RADTKE¹, MARTINA PIPPÈR² & LAURA SCHMIDT³

Die Foraminiferen-Vergesellschaftungen vom Kaiserlei und Riederwald (Unter-Oligozän, Hanauer Becken)

Kurzfassung

Die vorliegende Arbeit liefert neue Daten zur Biostratigraphie und zum Ablagerungsraum der unteroligozänen Bodenheimer-Formation (Rupelton) im Hanauer Becken. Die marinen Sedimente sind seit langem für ihren außergewöhnlichen Reichtum an Mikrofossilien bekannt. Dies gilt insbesondere für die gut erhaltene und artenreiche benthische Foraminiferenfauna. Aus dem Frankfurter Osten und Offenbach wurden sechs Bohrungen auf ihren Fossilinhalt untersucht. Es wurden mehr als 80 benthische Foraminiferenarten bestimmt und statistisch erfasst. Die unterschiedlichen Foraminiferen-Vergesellschaftungen erlauben eine Untergliederung der tonig-mergligen Schichtenfolge in drei Abschnitte. Diese entsprechen der Wallau-Subformation (Unterer Rupelton, Foraminiferenmergel), Hochberg-Subformation (Mittlerer Ru-

pelton, Fischschiefer) und Rosenberg-Subformation (Oberer Rupelton). Darüber hinaus lässt sich die Obergrenze der Bodenheimer-Formation (Rupelton) mikropaläontologisch eindeutig festlegen und zwar auch in Profilen, in denen diese Grenze lithostratigraphisch nicht näher fassbar ist. Vergleichbare stratigraphische Abfolgen von benthischen Foraminiferen-Vergesellschaftungen sind aus dem Mainzer Becken bekannt. Trotz einiger Faziesbedingter Unterschiede innerhalb der Bodenheimer-Formation, ist davon auszugehen, dass die Sedimente der Bodenheimer-Formation in einem gemeinsamen, vermutlich unterschiedlich strukturierten Ablagerungsraum, der sich vom Mainzer Becken über den nördlichen Oberrheingraben bis in die Frankfurter Bucht (westliches Hanauer Becken) erstreckte, sedimentiert worden sind.

Abstract

The present publication provides new data on the biostratigraphy and depositional environment of the Lower Oligocene Bodenheimer Formation (Rupelton) in the Hanau Basin. The marine sediments have long been known for their exceptional abundance of microfossils. This is especially true for the well-preserved and species-rich benthic foraminifera fauna. From the east of the Frankfurt/Offenbach region, six boreholes were examined for their fossil content. More than 80 benthic foraminifera species were determined and statistically recorded. The different foraminifera assemblages allow a subdivision of the clayey-marly sequence into three sections. These correspond to the Wallau Subformation (Lower Rupelton), Hochberg

Subformation (Middle Rupelton), and Rosenberg Subformation (Upper Rupelton). In addition, the upper boundary of the Bodenheimer Formation (Rupelton) can be clearly defined by micropaleontological investigations, even in profiles where the lithostratigraphy is not more detailed. Comparable stratigraphic sequences of benthic foraminifera assemblages are known from the Mainz Basin. Despite some facies-related differences within the Bodenheimer Formation, it can be assumed that the sediments of the Bodenheimer Formation were deposited in a common, presumably differently structured depositional area, which extended from the Mainz Basin over the Upper Rhine Graben to the Frankfurt Bay (West Hanau Basin).

¹ Dr. G. Radtke, Hessisches Landesamt für Naturschutz, Umwelt und Geologie, Rheingastr. 186, D-65203 Wiesbaden, gudrun.radtke@hlnug.hessen.de

² Dr. M. Pippèr, Department für Geo- und Umweltwissenschaften, Ludwig-Maximilians-Universität München, Richard-Wagner-Str. 10, D-80333 München, martina@pipperr.de

³ BSc Laura Schmidt, Goethe-Universität Frankfurt, Institut für Geowissenschaften, Altenhöferallee 1, D-60438 Frankfurt a.M., laura3011@web.de

Inhaltsverzeichnis

1	Einleitung	196
1.1	Geologischer Überblick	198
2	Lithologie der untersuchten Bohrungen	200
3	Material und Methoden	203
4	Ergebnisse	204
4.1	Foraminiferen-Vergesellschaftungen	204
4.2	Biostratigraphie	206
4.3	Ablagerungsraum	212
5	Zusammenfassung und Schlussfolgerungen	213
6	Schriftenverzeichnis	215
	Anhang	218
	Artenliste Foraminiferen	218

1 Einleitung

Das Hanauer Becken ist ein tertiäres Senkungsfeld mit oligozänen bis pliozänen Ablagerungen von zusammengefasst über 450 m Mächtigkeit. Es sind marine, brackische und limnische Schichtenfolgen mit Braunkohle-Flözen welche – im Gegensatz zum Mainzer Becken – im Einflussbereich des Vogelsberg-Vulkanismus liegen (KÜMMERLE & RADTKE 2012, RADTKE 2021) (Abb. 1).

Die Bezeichnung Hanauer Becken wurde von GOLWER (1968) eingeführt. Bis dahin galt dieser tertiäre Ablagerungsraum auf der östlichen Grabenschulter des Oberrheingrabens zwischen Frankfurt a. M. und Hanau als östlicher Teil des Mainzer Beckens (WENZ 1921). MORDZIOL (1911) hatte zuvor den zunächst gemeinsam betrachteten Raum geomorphologisch gegliedert und verwendete u. a. schon sehr früh den Begriff Hanauer Senke. Im Gegensatz dazu hatte SANDBERGER (1853, 1863) davor schon den tertiären Ablagerungsraum über seinen Fossilinhalt definiert. In den letzten 50 Jahren haben sich mit der Entwicklungsgeschichte von Mainzer und Hanauer Becken zahlreiche Autoren auseinandergesetzt (Mainzer Becken: MORDZIOL 1911, ROTHAUSEN & SONNE 1984, GRIMM & GRIMM 2003, SCHÄFER 2012; Hanauer Becken: GOLWER 1968, KÜMMERLE & SEIDENSCHWANN 1993, MARTINI & RADTKE 2011, RADTKE 2021).

In beiden Becken wurden im Unter-Oligozän (Rupelium) die tonigen-mergeligen Sedimente der Bodenheimer-Formation abgelagert; diese werden auch als „Rupelton“ bezeichnet. Die marinen Sedimente sind besonders mikrofossilreich und weisen meist eine hohe Anzahl von Foraminiferen auf. Diese haben schon früh die Aufmerksamkeit auf sich gelenkt, so wurden aus den Rupeltonen von Offenbach a. M. von A. E. REUSS bereits 1863 viele benthische Foraminiferenarten neu beschrieben. Darüber hinaus wurde die von SPANDEL (1892, 1909) eingeführte Gliederung der Rupelton-Sedimente an Hand von Foraminiferen-Vergesellschaftungen aus dem Offen-

bacher Raum durchgeführt (VOLK 1956). Er hat die Sedimentabfolge in die heute noch gültigen drei Abschnitte gegliedert, den Unteren, Mittleren und Oberen Rupelton (heute Wallau-, Hochberg- und Rosenberg-Subformation; GRIMM et al. 2000, GRIMM & RADTKE 2002).

Die genaue Lage der Obergrenze der Bodenheimer-Formation wurde aber in der Vergangenheit immer wieder diskutiert, da sie nicht überall lithologisch erfasst werden kann (DOEBL 1954, SONNE 1988, STREIM 1989, SCHÄFER & KUHN 2004).

Im Untersuchungsgebiet Frankfurt Ost und Offenbach (Hanauer Becken) schließen sich an die Rupeltone der Bodenheimer-Formation tonig-mergelige Sedimente der Cyrenenmergel-Gruppe an, die nur auf Grund der Fauna ausgehalten werden können (STREIM 1989, KÜMMERLE & SEIDENSCHWANN 1993).

Im Mainzer Becken folgen dagegen über den marinen Schichten der Bodenheimer-Formation die sog. „Schleichsande“ (heute Stadecken-Formation). Die Foraminiferen-Vergesellschaftungen aus dem Bereich Oberer Rupelton/Schleichsand sind in DOEBL (1954) ausführlich beschrieben. Nach DOEBL erfolgt in diesem Grenzbereich innerhalb der Foraminiferenfauna ein Wechsel zu Kleinformen mit geringer Arten- und Individuenzahl, wobei es in der sogenannten „Übergangszone“ (Basisbereich Cyrenenmergel-Gruppe, Schleichsand) immer wieder zu „Rückschlägen“ zur Rupelton-Fazies kommt.

Eine Untergliederung der Bodenheimer-Formation in drei Subformationen ist allein auf Grund der lithologisch sehr eintönigen Ausbildung von Tonmergel und Mergeltone – wie im Mainzer Becken – nicht möglich. Dies kann nur mit Hilfe der Bestimmung und Auswertung der Foraminiferen-Vergesellschaftungen erfolgen. Neuere Ergebnisse anhand der oben aufgeführten Bohrproben aus sechs Bohrungen im Bereich Kaiserlei und Riederwald-Tunnel konnten die Einteilung in drei Subformationen bestätigen. Die Ergebnisse dieser mikropaläontologischen Untersuchung werden hier vorgestellt.

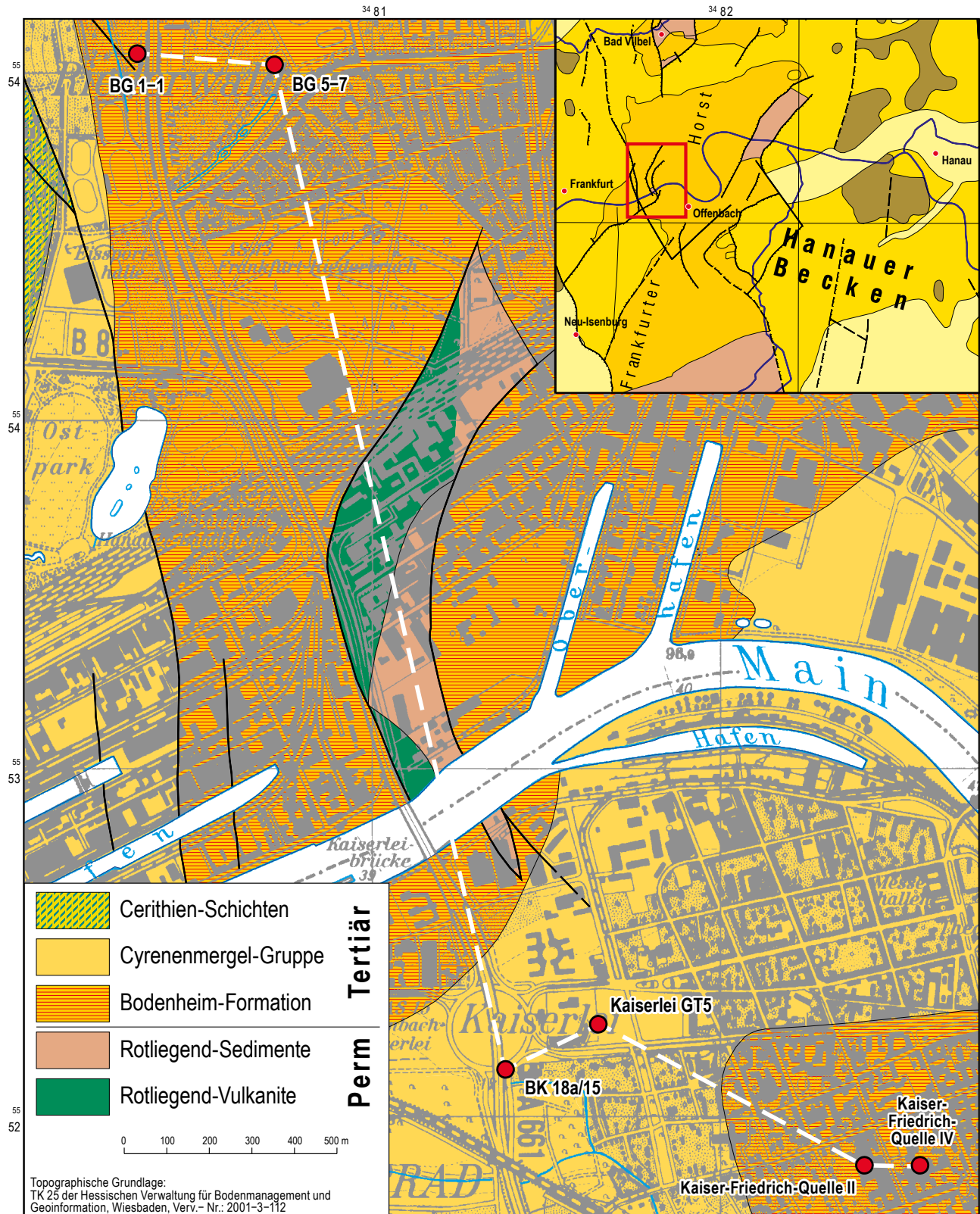


Abb. 1: Ausschnitt aus der abgedeckten geologischen Karte des Hanauer Beckens mit der Lage der untersuchten Bohrungen und Lage des Profilschnitts (s. Abb. 6) (aus: RADTKE 2014, 2021: 333, verändert nach KÜMMERLE & SEIDENSCHWANN 1993, LANG 2007, RADTKE 2012a).

Ein Ziel dieser Arbeit besteht darin, die marine Schichtenfolge der Bodenheimer-Formation im Hanauer Becken auf der Basis ihrer Foraminiferen-Vergesellschaftungen zu charakterisieren, um so mit diesen Ergebnissen die lithostratigraphischen Einheiten genauer definieren zu können. Darüber hinaus sollen die neu gewonnenen Daten das biostratigraphische Konzept der oligozänen Sedimente im Hanauer Becken verbessern. Nicht nur einzelne stratigraphisch wichtige Ar-

ten sollen benannt werden, sondern auch die Veränderungen der Foraminiferen-Vergesellschaftungen insgesamt. So ist die Entwicklung der Biofazies besser nachvollziehbar und ein Vergleich mit anderen Ablagerungsräumen wie dem Mainzer Becken möglich, dessen Foraminiferenfaunen bereits umfangreich beschrieben worden sind (z. B. DOEBL 1954, GRIMM 1991, 1994, 2002, SCHÄFER & KUHN 2004).

1.1 Geologischer Überblick

Mainzer und Hanauer Becken liegen im Kreuzungsbereich zweier großer Grabensysteme unterschiedlichen Alters. Zum einen der im Perm entstandenen Saar-Saale-Senke, zum anderen des mesozoisch/känozoischen Oberrheingrabens. Die Entstehung und Ausprägung der tertiären Abfolge steht im Zusammenhang mit der großtektonischen Situation und der Bildung des Nördlichen Oberrheingrabens.

Fokussiert auf den Frankfurter Raum waren im Perm das Saar-Nahe-Becken (SNB) im Westen und das Wetterau-Becken (WB) im Osten mit weitgehend unterschiedlichen Ablagerungsräumen durch eine Schwellenregion getrennt (KOWALCZYK 2021: 143). Auf dieser (Frankfurter) Schwelle ist im Süden der Sprenzlinger (Rotliegend-)Horst und in dessen Verlängerung der später angelegte Frankfurter Horst zu finden. Nördlich hiervon kamen immer wieder kleinere Rotliegend-Aufbrüche zum Vorschein. Dies gilt auch für das Untersuchungsgebiet (s. RADTKE 2021: 333).

Während der Ablagerung der Donnersberg- (im SNB), bzw. der Schöneck-Formation (im WB), waren beide Ablagerungsräume für einen kurzen Zeitraum wieder miteinander verbunden, allerdings wurde die Schwellenregion bereits während der Ablagerung der darauffolgenden Ständebühl- (SNB) bzw. Bleichenbach-Formation (WB) erneut wirksam (KOWALCZYK in BOY et al. 2012: Abb. 27 und 28).

Im Prätertiär haben einhergehend mit Freilegung variszischer Strukturelemente und Herauspräparieren von permischer Hartlingen entlang von Störungszonen Hebungsbewegungen stattgefunden, die eine großräumige Erosion zur Folge hatten (GRIMM et al. 2011a). Insbesondere die Rotliegend-Aufbrüche haben den tertiären Ablagerungsraum im Hanauer Becken zu Beginn und im weiteren Verlauf der tertiären Sedimentationsphase geprägt und zur Bildung von Inseln und Halbinseln geführt (GOLWER 1968, KÜMMERLE & SEIDENSCHWANN 1993, MARTINI & RADTKE 2011).

Zu dieser Zeit bestand mit dem Mainzer Becken und Oberrheingraben noch ein gemeinsamer Ablagerungsraum, der sich auf der Frankfurter Seite in WSW–ENE Richtung erstreckte. Diese anfängliche Ausdehnung der Bodenheimer-Formation wird hier als „Frankfurter Bucht“ bezeichnet, deren Ausläufer bis Mühlheim a. M. reichten (s. Abb. 2a). GRIMM & GRIMM führen für den gemeinsamen Ablagerungsraum den Begriff

Rüsselsheimer Becken ein (GRIMM & GRIMM 2003: 11, Abb. 2, GRIMM et al. 2011a).

Mit der 2. Rupelium-Transgression (RADTKE et al. 2018) sind, wie im Mainzer Becken, küstennah in der Umrandung von Inseln oder Untiefen grobklastische Sedimente als Aufarbeitungsprodukte aus dem Liegenden zur Ablagerung gekommen (Alzey-Formation/Meeressand/„Meereskalk“) (vgl. Abb. 2a). Es handelt sich hier größtenteils um weiße Ton- bis Schluffsteine und/oder örtlich Kalksteine. Daher wird diese Einheit im Hanauer Becken – im Gegensatz zum Mainzer Becken – „Meereskalk“ genannt. Sie haben eine wesentlich geringere Verbreitung als der „Meeressand“ (Alzey-Fm) im Mainzer Becken (GOLWER 1968, KÜMMERLE & SEIDENSCHWANN 1993).

Erst zu einem späteren Zeitraum hat sich das Rupel- Meer weiter östlich in Richtung Hanau bis Alzenau ausgedehnt mit seiner größten Verbreitung (s. Abb. 2b). In der sehr einheitlichen Fazies der Bodenheimer-Formation haben sich erst ab dem höheren Rupelium fazielle Unterschiede gezeigt. Damit hat sich die endgültige Trennung der Ablagerungsräume von den westlichen Gebieten des Oberrheingrabens – hier mit großen Mächtigkeiten (GRIMM et al. 2011b) – und dem Mainzer Becken eingeleitet und vollzogen.

Im weitläufigen Untersuchungsgebiet sind die geologischen Einheiten des Unter-Oligozäns erschlossen (Abb. 1) (KÜMMERLE & SEIDENSCHWANN 1993, RADTKE & KÜMMERLE 2010, RADTKE 2014). Bei den größtenteils tonig-mergeligen Sedimenten handelt es sich um die Bodenheimer-Formation (Rupelton) mit generell 100 m Mächtigkeit und die hangende Cyrenenmergel-Gruppe mit ihren untergeordneten Sediment-Einheiten von rund 90 m Mächtigkeit im östlichen Stadtgebiet von Frankfurt und Umgebung (s. a. RADTKE: Tab. 2 in KÜMMERLE & SEIDENSCHWANN 2009). Ein tektonischer Rotliegend-Aufbruch liegt wie ein Keil mittig und ist durch zahlreiche Bohrungen nachweislich auch im weiteren geologischen Untergrund zu beobachten (Abb. 1). Die Verbreitung der geologischen Einheiten wurde auf den Geologischen Karten Blatt Frankfurt a. M. Ost und Sonderkarte Stadt Offenbach von KÜMMERLE dargestellt (KÜMMERLE & SEIDENSCHWANN 1993, KÜMMERLE & HÜHNER 1994). Eine, den neuen lithostratigraphischen Begriffen angepasste zusammenhängende Kartendarstellung wurde von RADTKE (2012a, 2014, 2021) veröffentlicht.

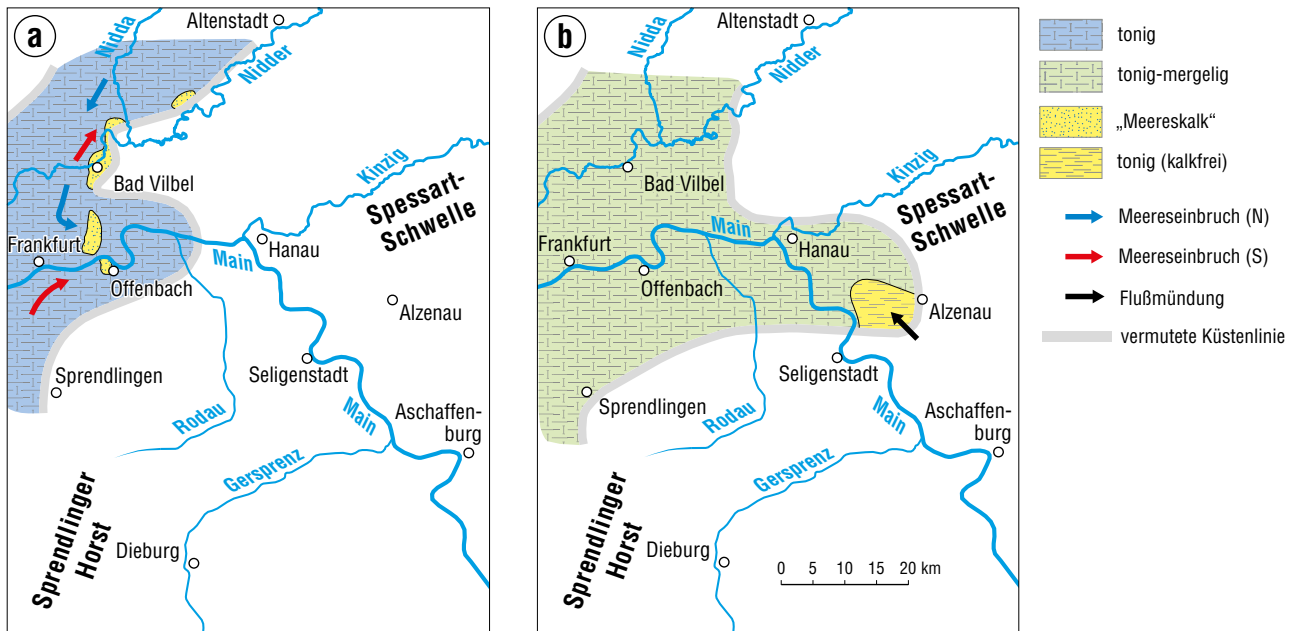


Abb. 2: Paläogeographie des Hanauer Beckens im Unter-Oligozän. **a:** Wallau- (Unterer Rupelton) und Hochberg-Subformation (Mittlerer Rupelton), **b:** Rosenberg-Subformation (Oberer Rupelton) und „Schleischsand“-/„Übergangszone“-basale Cyrenenmergel-Gruppe (aus: RADTKE 2021: 335, verändert nach GOLWER 1968, RADTKE 2012b).

Das Untersuchungsgebiet erstreckt sich zwischen dem Frankfurter Osten mit dem Riederwald und dem Großprojekt „Riederwald-Tunnel“ (Anbindung der A 661 an die A 66 im Osten) und dem nordwestlichsten Stadtteil von Offenbach, die Kaiserlei, mit dem Großprojekt „Umbau Kaiserlei-Kreisel“. Mit diesen Großprojekten beiderseits des Mains, bei dichter städtebaulicher Entwicklung, sind zu baugrundlichen Voruntersuchungen zahlreiche Bohrungen abgeteuft worden.

In dieser Arbeit sind im Detail zwei jeweils 55 m tiefe Kernbohrungen im Frankfurter Riederwald (Riederwald-Tunnel BG 1-1 und Riederwald-Tunnel BG 5-7) als auch vier Bohrungen auf Offenbacher Seite untersucht worden. Im Stadtgebiet Offenbach, am Kaiserlei-Kreisel, sind jeweils eine 60 m tiefe Kernbohrung (Kaiserlei BK 18a/15) als auch eine 150 m tiefe Spülbohrung (Kaiserlei GT5: MSc SCHMIDT 2021) mit untersucht worden. Weiter wurden zusätzlich zwei der vier Bohrungen der Kaiser-Friedrich-Quelle in die näheren Untersuchungen mit einbezogen, deren Mikrofossilinhalt in der Mikrofossil-Datenbank des HLNUG (MFDB) hinterlegt ist (Beschreibung KÜMMERLE 1983). Mit den hier sechs näher untersuchten Bohrungen im Frankfurter Osten und im Stadtgebiet Offenbach sind insgesamt gut 150 m tertiäre Sedimente aufgeschlossen. Diese zeigen lithologisch allerdings wenig Untergliederungsmöglichkeiten, da es sich größtenteils um Tonmergel bis Mergeltone handelt. Mit der detaillierten Feingliederung, die insbesondere in der Bodenheimer-Formation mit Wallau-, Hochberg- und Rosenberg-Subformation (Unterer, Mittlerer und Oberer Rupelton) anhand von diversen Forami-

niferen-Vergesellschaftungen möglich ist, kann die Abfolge in sechs Untereinheiten gegliedert werden (s. u.).

Mit dem Namen Kaiserlei ist zum einen der Stadtteil Kaiserlei im nordwestlichsten Teil der Stadt Offenbach belegt – ein Industrie- und Bürostandort. Zum anderen ist die Kaiserlei-Brücke über den Main und der sich anschließende Kaiserlei-Kreisel, der größte Kreisel Europas, dessen Umbaumaßnahmen als auch des Stadtteils die Bohrungen notwendig machten. Ursprünglich zeigt der Name eine frühmittelalterliche 1000jährige Territorialgrenze an, zwischen der Freien Reichsstadt Frankfurt und der Grafschaft Isenburg, zu der Offenbach gehörte.

Historisch ist aber auch mit dem Namen Kaiserlei (ley) der (Rotliegend)-Fels im Main an dieser Stelle verbunden (s. KÜMMERLE & SEIDENSCHWANN 1993: Abb. 5, KÜMMERLE & RADTKE 2001: Abb. 4), der von der Frankfurter Seite im Main eine Untiefe bildete und zur Schiffbarmachung des Mains 1852 gesprengt wurde. Ley bedeutet keltisch Fels und erinnert auch an das Keltengrab das an der Stelle am Kaiserlei in den 60er Jahren überbaut wurde.

Die Tiefbohrungen Kaiser-Friedrich-Quellen I-IV (nach Kaiser Friedrich III. benannt) wurden zwischen 1885–1979 abgeteuft. Ehemals wollte ein Offenbacher Fabrikant Wasser für seine Maschinenfabrik als Kühl- und Brauchwasser nutzen. Er fand Mineralwasser was er zum Ausbau eines Kurbetriebs nutzte. Die Heilwasserquellen aus dem Rotliegend mussten in den 1990er Jahren u. a. wegen zu starker Versalzung geschlossen werden.

2 Lithologie der untersuchten Bohrungen

Im Liegenden der tertiären Abfolge wurden mit den untersuchten Bohrungen über 175 m mächtige Sedimentgesteine und untergeordnet Vulkanite des **Rotliegend** erbohrt (vgl. Abb. 3). Die Bohrung (Brg.) Kaiser-Friedrich-Quelle IV durchteufte zwischen 253–244 m effusive basische Vulkanite (früher „Melaphyre“ genannt). Diese Vulkanite bilden die basale Einheit der Schöneck-Formation (MÜLLER 1996, KOWALCZYK & HERBST 2012, KOWALCZYK in BOY et al. 2012: Abb. 26). Sie werden überlagert von Mittel- und Feinsandsteinen der Schöneck-Formation, die als Ablagerungen eines wechselnd mäandrierenden und verzweigten Flusssystems interpretiert werden und in ihrem höchsten Teil silifizierte biogene Kalksteinlagen enthalten. Darüber folgt eine relativ monotone rotbraune Feinsandstein-Schluffstein-Wechselagerung, die der Bleichenbach-Formation angehört und in einem Playa-Milieu abgelagert wurde (MARELL 1989, KOWALCZYK & HERBST 2012).

Das **Tertiär** liegt im gesamten Untersuchungsraum mit sedimentärer Diskordanz auf den Abfolgen des Rotliegend (vgl. Tab. 1). Diese Grenze dokumentiert eine Schichttlücke von mindestens 255 Mio. Jahren. Die tertiäre Abfolge im Untersuchungsraum wird in folgende Einheiten untergliedert:

An der Basis der Bodenheimer-Formation (Rupelton) ist der sogenannte „**Meereskalk**“ aufgeschlossen, der die Meeresande (Alzey-Formation) des Mainzer Beckens zumindest teilweise vertritt (GOLWER 1968, KÜMMERLE 1983, KÜMMERLE & SEIDENSCHWANN 1993). „Meeressand“ und „Meereskalk“ werden als klastische Aufarbeitungssedimente der 2. Rupelium-Transgression interpretiert. Die Bezeichnung „Meereskalk“ hat KÜMMERLE (1983) von KINKELIN (1885) übernommen, obwohl die Sedimente nicht durchgehend kalkhaltig und insbe-

sondere im unteren Teil oft kalkfrei sind. Charakteristisch ist aber eine unterschiedlich dicke Lage von weißem Kalkstein zwischen den überwiegenden Schluff- und Sandsteinen dieser Einheit. Der „Meereskalk“ erscheint in den Bohrungen mit weißen Farbtönen zwischen weißgrau und grünlichweiß aber örtlich auch bläulichgrau bis „wässriggrün“. Die Sedimente dieser Einheit variieren von quarzsandigem Kalkstein, Tonstein, Mergelstein bis hin zu Ton und Schluff. Oft sind Sideritkonkretionen, gerundete Quarzgerölle oder aber Reste von Vulkaniten, Schluff- bis Feinsandsteinen des Rotliegend fest im Sediment verbacken. KÜMMERLE's Beobachtungen basieren auf Bohrprogrammen in der näheren Umgebung des hier untersuchten Gebiets. Auch beschreibt er aus den kalkigen Abschnitten eine reichhaltige Mikrofauna, die ausschließlich aus dem Unteren Rupelton (Wallau-Subformation) stammt, was evtl. auf einen Transgressionshorizont hindeutet. Zu sehr ähnlichen Beobachtungen und Interpretationen kommt RADTKE (unveröffentlichte Schichtenverzeichnisse) von Bohrungen NNE des Riederwalds aus der Friesstraße (HLNUG Bohrdatenbank (BDH)).

Im Untersuchungsgebiet ist der „Meereskalk“ in drei Bohrungen mit einer Mächtigkeit von 7–10,5 m vorhanden (Bohrungen Kaiser-Friedrich-Quelle II und IV und Riederwald-Tunnel BG 5-7) (vgl. Abb. 3).

Im Hangenden des „Meereskalles“ folgt die **Bodenheimer-Formation** (Rupelton) mit ihrer untersten Einheit der Wallau-Subformation (Unterer Rupelton), die nach KÜMMERLE immer auf den „Meereskalk“ folgt (KÜMMERLE 1983). Die Wallau-Subformation ist nur sehr gering mächtig (4–7 m), kommt aber im gesamten östlichen Stadtgebiet Frankfurts und Offenbachs vor (KÜMMERLE & SEIDENSCHWANN 1993).

Die gesamte Abfolge der Bodenheimer-Formation (Rupelton) als auch Teile der hangenden Cyrenenmergel-Gruppe sind sehr eintönig ausgebildet und wenig unterscheidbar. Größtenteils handelt es sich um Tonmergel bis Mergelton. Nur wenige Unterschiede konnten ausgemacht werden:

Wallau-Subformation (Unterer Rupelton/Foraminiferenmergel): Tonmergel bis Mergelton, teils feinsandig, teils mit Schlufflagen, die Farben wechseln von grüngrau, dunkelgrau zu hellgrau. Oft ist Pyrit und Glaukonit mit eingelagert, seltener erscheinen auch helle Schlieren. KÜMMERLE (1983) beschreibt einen basalen mehr feinsandigen und mikrofossilreichen Ton mit einem darüber folgenden sandärmeren und mikrofossilärmeren Ton. Diese Unterteilung könnte der Zonierung nach GRIMM (2002: Fig. 2) Foraminiferenmergel A und B mit ihren jeweiligen Biozonen (Ass.Z.) entsprechen.

Hochberg-Subformation (Mittlerer Rupelton/Fischschiefer): Die Hochberg-Subformation ist in fünf von sechs

Tab. 1: Schematische lithostratigraphische Tabelle des Unter-Oligozäns mit Formationen und Subformationen im Hanauer Becken mit Liegend- und Hangend-Grenzen.

Tertiär	Oligozän	Ober-	Cyrenenmergel-Gruppe	Süßwasserschichten Cyrenenmergel i.e.S. Glimmersande „Übergangszone“ („Schleichsand“)
				Unter-
		Hochberg-Subformation (Mittlerer Rupelton)		
		Wallau-Subformation (Unterer Rupelton)		
			Alzey-Formation	„Meereskalk“
Perm	Rotliegend		Bleichenbach-Formation Schöneck-Formation	

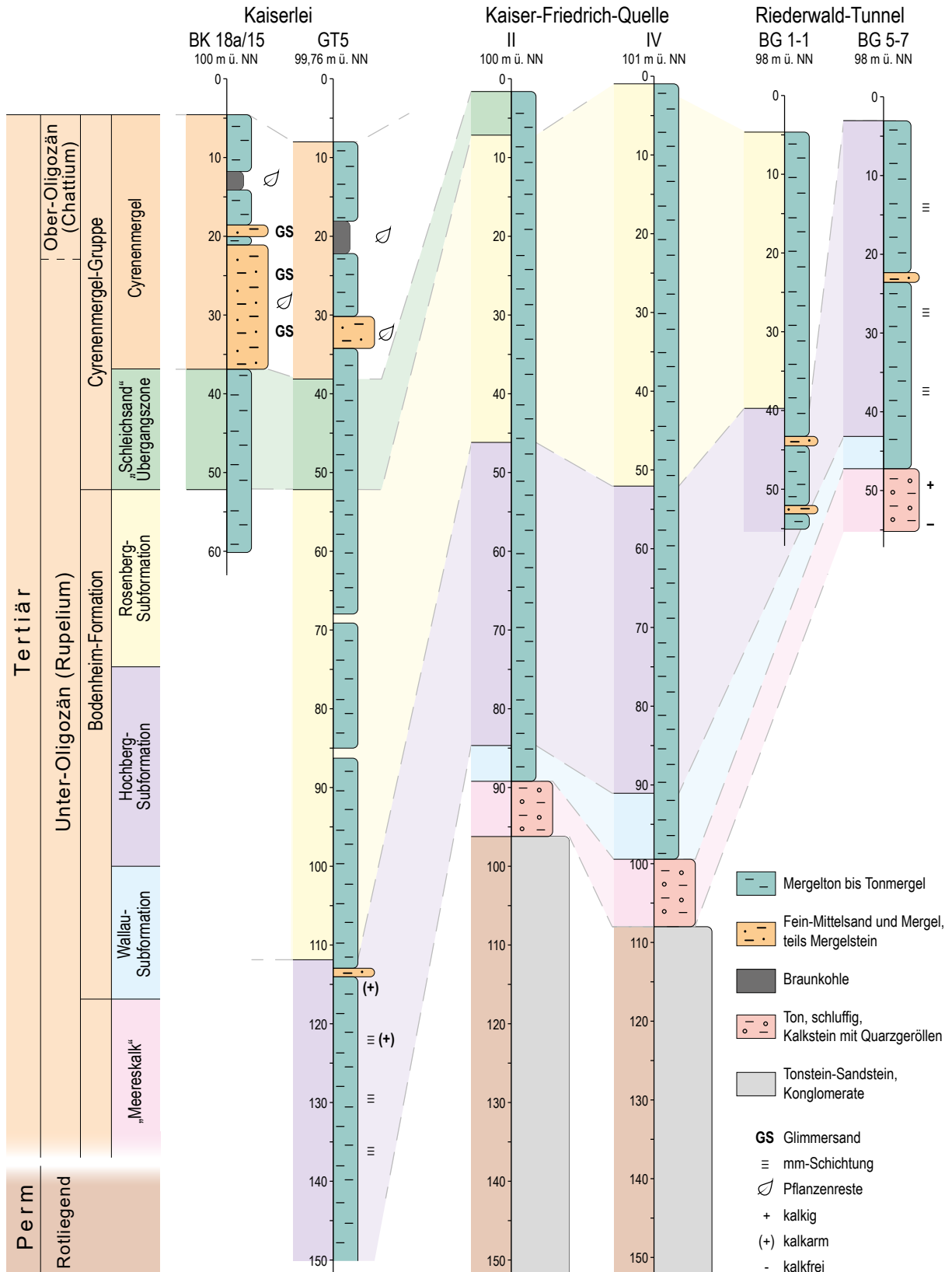


Abb. 3: Profile mit Lithologie und Stratigraphie aus den Bohrungen Kaiserlei (BK18a/15, GT5), Kaiser-Friedrich-Quellen (II, IV) und Riederwald-Tunnel (BG 1-1, BG 5-7); Lage der Bohrungen s. Abb. 1.

Bohrungen aufgeschlossen, davon zwei mit vollständiger Abfolge (vgl. Abb. 3). Nur die flachere Brg. BK 18a/15 an der Kaiserlei erreicht diese Schichtenfolge nicht. In den vollständig erbohrten Profilen von den Bohrungen Kaiser-Friedrich-Quelle II + IV werden 38,5 und 39 m Mächtigkeit erreicht. In der Brg. Kaiserlei GT5 als auch in der Riederwald-Tunnel Brg. BG 5-7, wo jeweils die liegenden bzw. die hangenden Schichten fehlen, scheint die Abfolge der Hochberg-Subformation (Mittlerer Rupelton) trotzdem fast vollständig, denn sie erreicht 38 bzw. 40 m.

In der Brg. Kaiserlei GT5 ist der kalkige, teils schwach kalkhaltige Ton schluffig und nur selten feinsandig. Die Farben wechseln von olivgrau und blau mit mittelbraunen Feinsand- und Schlufflagen (bis 138 m) zu oliv-schwarz mit Bitumenanteilen (bis 129 m) und dann größtenteils dunkelgrau-oliv bis dunkelbraungrau. Immer wieder tritt eine deutliche hell-/dunkel Feinlamination im mm-Bereich auf, die den Ton blättrig aufspalten lässt. Auch TRIEBEL (1963: 211) weist (im Mittleren Rupelton) auf hohe Gehalte von Schwefelkies und Bitumen hin und verbindet damit eine geringe Foraminiferenarten-Anzahl. Zwischen 123–114 m sind die Tone kalkarm und nur noch schwach brausend, dies könnte der Gliederung von GRIMM (2002: Fig. 2) mit Fischeschiefer A und B und ihren jeweiligen Biozonen (Ass.Z.) entsprechen (vgl. Abb. 3).

Feinschichtungen im Millimeterbereich in dunkelbraunoliven Tönen bis Tonmergeln sind auch in der Brg. Riederwald-Tunnel BG 5-7 zu beobachten.

Rosenberg-Subformation (Oberer Rupelton): Die Rosenberg-Subformation ist in fünf von sechs Bohrungen angetroffen worden und fehlt in der Brg. Riederwald-Tunnel BG 5-7. In der Brg. Kaiserlei GT5 als auch in der Brg. Kaiser-Friedrich-Quelle II ist die Abfolge vollständig erhalten, ihre Mächtigkeit variiert zwischen 60 und 43 m. Eine vermutlich relativ vollständige Abfolge schließen die Bohrungen Kaiser-Friedrich-Quelle IV - mit 50 m - und Riederwald-Tunnel BG 1-1 mit 35 m Mächtigkeit auf (vgl. Abb. 3).

Die Rosenberg-Subformation (Oberer Rupelton) in der Brg. Kaiserlei GT5 scheint besonders monoton zu sein. Größtenteils handelt es sich um schwach feinsandige bis feinsandige, schluffige Mergeltone, nach oben hin sogar nur schluffige Mergeltone (zwischen 73–68 m und 61–52 m). Ganz wenige Lagen sind feinkiesig. Hauptsächlich sind die Farben olivgrau und graubraun, nicht ganz so dunkel wie teils in der Hochberg-Subformation. Aber immer wieder sind geringmächtige bläulich-schwarze Horizonte eingeschaltet. Im unteren Bereich (111–87 m) scheinen daneben blaugrünbraune Farbtöne vorzuherrschen. Wenige glimmer- und glaukonitreiche Bereiche sind kalkarm. Im oberen Bereich sind Schalenreste (*Nucula* u. a.) gefunden worden.

In manchen Mikroproben sind Reste von Braunstein, Brauneisenstein und Hämatit aufgefallen. Diese Beobachtung beschränkt sich auf die Rosenberg-Subformation (Oberer Ru-

pelton). Teilweise waren die Foraminiferen von Brauneisen-Ausfällungen überzogen.

Cyrenenmergel-Gruppe („Übergangszone“, Schleichsand): Die sogenannte „Übergangszone“, die nur anhand der Foraminiferen-Vergesellschaftungen ausgehalten werden kann, unterscheidet sich makroskopisch fast nicht von der liegenden Rosenberg-Subformation (Oberer Rupelton). Meist sind es Mergeltone oder schwach schluffige Tone. Nur vereinzelt sind dünne heller gefärbte hellbraungraue Feinsand-Lagen zu beobachten. Die oft feinlaminierten Tone und Tonmergel sind von graubraunoliver Farbe (vgl. Abb. 4). Die Übergangszone ist vollständig in beiden Bohrungen an der Kaiserlei (18a/15, GT5) mit 15,5 und 14 m aufgeschlossen als auch Teilbereiche in der Kaiser-Friedrich-Quelle II (5,5 m).

Nach KÜMMERLE & HÜHNER (1994) können nur in Offenbach bestimmte Teilbereiche der unteren Cyrenenmergel-Gruppe als Schleichsand ausgehalten werden. Aber auch TRIEBEL (1963) und eine neuere Untersuchung gehen auf den Offenbacher Hafen näher ein (AKÓCSI 2013). In Bad Vilbel gelingt die Abgrenzung ebenfalls (STREIM 1989). Nicht im gesamten Frankfurter Raum war dies allerdings möglich (KÜMMERLE & SEIDENSCHWANN 1993).

In dieser „Übergangszone“ kann noch eine Besonderheit beobachtet werden, welche auch SCHÄFER & KUHN (2004: 145, 155) aus dem Mainzer Becken beschreiben. Die Sedi-mentwechsel von typischen mittelbraunen glimmerhaltigen Tonmergeln zu typischen dunkelbraun-oliven Mergeltonen erfolgen teils schubartig/schlagartig, so dass man sich bei einer Bohrung (Aufnahme von oben) lithologisch im Oberen Rupelton wähnt, dann aber wieder die „normale“ Abfolge kommt, was die lithologische Abgrenzung besonders schwierig macht.

Der hangende Teil der **Cyrenenmergel-Gruppe** ist nur in den Bohrungen am Kaiserlei vertreten (30–33 m Mächtigkeit). Hier kommen die typischen Gesteine des Cyrenenmergels i.e.S. (nach KÜMMERLE & SEIDENSCHWANN 1993) Tonmergel

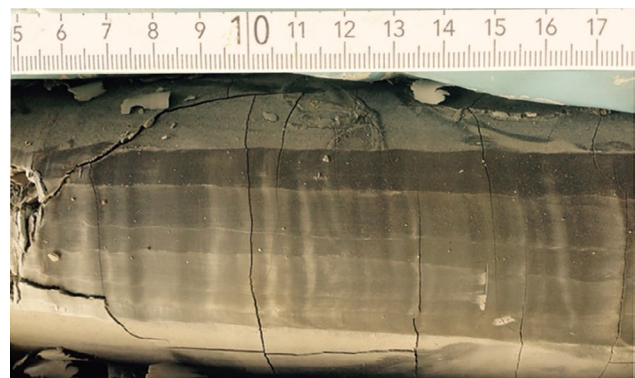


Abb. 4: Bohrkern Kaiserlei BK 18a/15: dunkelbraun-oliver Mergelton, feinlaminiert mit mm-Schichtung (hell/dunkel); Rupelton-Fazies aus dem Bereich „Übergangszone“; Foto: G. Radtke.

:bis Mergeltone von grüngrauer bis gelblichbrauner Farbe vor. Charakteristisch sind auch die eingeschalteten Braunkohlen von dunkelrötlichbraun-schwarzer Farbe, teils stückig mit Holzresten. Ebenfalls typisch sind Glimmersande, die immer auch mit Pflanzenresten durchzogen sind. In Teilbereichen sind es verfestigte hellbraune Feinsandsteine mit feiner Schrägschichtung (vgl. Abb. 5).

Die horizontale, nicht aushaltende und unterschiedliche Ausbildung des Cyrenenmergels mit Braunkohlen, Glimmersanden und auch sehr tonigen Bereichen hat zu der zusammenfassenden Bezeichnung Cyrenenmergel-Gruppe geführt (KÜMMERLE & SEIDENSCHWANN 1993).

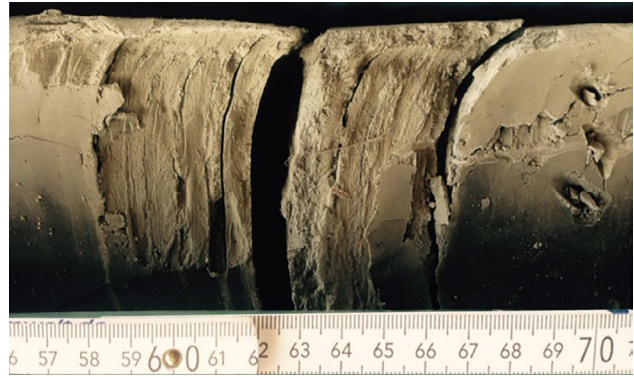


Abb. 5: Bohrkern Kaiserlei BK 18a/15: schwach verfestigte Feinsandsteine mit feiner Kreuzschichtung, dünnbankig bis -plattig; aus Bereichen der Cyrenenmergel-Gruppe; Foto: G. Radtke.

3 Material und Methoden

Für die vorliegende Arbeit sind insgesamt sechs Bohrungen näher untersucht worden. Zunächst sollten der Fossilinhalt von der 150 m tiefen Spülbohrung am Kaiserlei-Kreisel näher bestimmt werden. Aufgabe war eine Abgrenzung der Cyrenenmergel-Gruppe zur Bodenheim-Formation (Rupelton) anhand des Fossilinhaltes auszumachen. Der Ertrag an gut erhaltenen Foraminiferen in dieser Bohrung war leider nur gering. Daraufhin wurden vergleichbare tiefe Kernbohrungen und die dazugehörigen Proben aus der Mikrofossil-Datenbank des HLNUG (MFDB) in die Auswahl hinzugezogen. Hier ein Überblick über die untersuchten Bohrungen, die mit dem GeODIN-Programm in der Bohrdatenbank Hessen (BDH) erfasst sind. Alle Bohrungen liegen auf dem Kartenblatt 5818 Frankfurt a. M. Ost (KÜMMERLE & SEIDENSCHWANN 1993):

Frankfurt Riederwald-Tunnel

BG 1-1 (2011): ET 55 m, BDH: 5818/5749*, Labor-Nr. (MFDB) LB 18231–18242: 5–55 m

BG 5-7 (2011): ET 55 m, BDH: 5818/5783*, LB 18243–18249: 24–45 m

Offenbach Kaiserlei

BK 18a/15 (2015) Umbau Kaiserlei-Kreisel: ET 60 m, BDH: 5818/9107*, LB 20305–20320: 5,5–60 m

GT5 (2017) Quartier Kaiserlei: ET 150 m (Spülbohrung) BDH: 5818/9905*, Probennahmen: Bis 50 m alle 2 m, dann jeder Meter, LB 21170–21293: 8–150 m

Offenbach Kaiser-Friedrich-Quellen

Kaiser-Friedrich-Quelle II (1952): ET 257 m, BDH: 5818/1754*, LB: 18853–1862: 8–88 m

Kaiser-Friedrich-Quelle IV (1979): Spülbrg. mit Kernstrecken, ET 285 m, BDH: 5818/1813*, LB: 4441–4450: 10–97 m

Insgesamt lagen 187 Proben vor, wovon 175 Proben mit Fossilinhalt waren. Davon wurden für diese Studie 27 Proben von den drei Kernbohrungen ausgewählt – Riederwald-Tunnel BG 1-1 (5–55 m) und BG 5-7 (24–45 m) sowie Kaiserlei BK 18a/15 (40–60 m). Diese Mikrofossilproben weisen meist eine hohe Anzahl von Foraminiferen auf. In der Spülbrg. Kaiserlei GT5 sind die ersten Foraminiferen ab 18 m zu verzeichnen, die Anzahl der Individuen pro Probe sind aber verhältnismäßig gering.

Die Sedimentproben wurden mit ca. 4-%igem Wasserstoffperoxyd (bei besonders tonigen Proben wird der Anteil erhöht) angesetzt um bestehende Bindungen zu lösen. Nach ca. 24 Stunden wurden die Proben mit einem Sieb (Maschenweite von 63 µm) geschlämmt und anschließend getrocknet. Das Auslesen der Mikrofossilien erfolgte unter dem Binokular, bei Bedarf wurden die Proben-Rückstände vorher nochmals fraktioniert (Siebgrößen: 150 µm, 250 µm und 1 mm).

Aus diesen Proben wurden insgesamt 230 Mikroskop-Aufnahmen aufgenommen (Leica M205 mit Multifokus Funktion). Zusätzlich wurden, nach Fixieren von Individuen aus der Brg. Kaiserlei GT5 auf REM-Träger und Goldbedampfung, 94 rasterelektronenmikroskopische Aufnahmen (REM) an der Universität Frankfurt von L. Schmidt erstellt.

Die Artenbestimmungen der benthischen Foraminiferen erfolgten mit einem lichtmikroskopischen Binokular (M. Pipperr).

Für die Bestimmungen wurden neben der einschlägigen Literatur auch die Arbeiten von REUSS (1863), SPANDEL (1909) und TRIEBEL (1963) verwendet, dort sind die oligozänen Foraminiferen aus dem Frankfurt-Offenbacher Raum beschrieben und teilweise auch abgebildet. Darüber hinaus sind viele der bestimmten Taxa auch in PIRKENSEER et al. (2010) beschrieben und abgebildet. Die Gattungs-Zuordnungen der Arten wurden weitgehend von dieser Arbeit übernommen. Weitere Beschreibungen und Abbildungen von Oligozänen Foraminiferen fin-

* Nummer des Kartenblattes/Lfd. Nr.

den sich in BATJES (1958), KÜMMERLE (1963), DOEBL & SONNE (1974), MEHRNUSCH (1987), REISER (1987), GRIMM (1994), CÍCHA et al. (1998) und BÖTEFÜR (2008).

Um statistisch verwertbare Ergebnisse zu erzielen, wurden für die einzelnen Proben alle vorhandenen benthischen Foraminiferen gezählt und die bestimmten Taxa mit der Individuen-Anzahl in eine Tabelle eingetragen. Bei drei Proben (18235, 18236, 18245) der Riederwald-Tunnel-Bohrungen waren sehr viele Individuen vorhanden, die Häufigkeit der einzelnen Arten wurde deshalb nur abgeschätzt.

Die so erstellten Tabellen waren die Basis für alle weiteren Bearbeitungsschritte. Zur Darstellung der Foraminiferen-Vergesellschaftungen und für eine bessere Vergleichbarkeit der

Proben wurden für die Kernbohrungen folgende Parameter für jede Probe berechnet:

- Anzahl der Individuen und Arten
- Relative Häufigkeit (%) einer Gattung oder Art. Zur Berechnung der prozentualen Anteile ist die Summe aller benthischer Foraminiferen einer Probe auf hundert Prozent bezogen
- Dominante Arten sind gekennzeichnet, also jene Arten welche am erst- und zweithäufigsten vorkommen.

Für die Proben aus der Spülbrg. Kaiserlei GT5 war für diese Analyse keine repräsentative Menge an Foraminiferen in den einzelnen Proben vorhanden.

4 Ergebnisse

4.1 Foraminiferen-Vergesellschaftungen

Bohrungen Riederwald-Tunnel BG 1-1 und BG 5-7

Groß bis kleinwüchsige benthische Foraminiferen sind in allen Proben (18) teils häufig vorhanden und weisen überwiegend eine gute Erhaltung auf (Taf. 1–3). Die Foraminiferen-Vergesellschaftungen sind in einigen Abschnitten sehr artenreich (Tab. 2). Dagegen sind planktonische Foraminiferen (*Globigerina praebulloides* u.a.) in den meisten Proben nicht oder selten vorhanden, nur bei 37–36 m (Probe 18236) treten viele großwüchsige und gut erhaltene planktonische Foraminiferen auf.

Mithilfe der benthischen Foraminiferen-Vergesellschaftungen kann die Abfolge der Brg. Riederwald-Tunnel BG 5-7 mit der Wallau- und Hochberg-Subformation (Unterer und Mittlerer Rupelton) und die Brg. Riederwald-Tunnel BG 1-1 mit Hochberg- und Rosenberg-Subformation (Mittlerer und Oberer Rupelton) korreliert werden (Tab. 2). Die Foraminiferenfaunen sind gut mit den von SPANDEL (1909), DOEBL (1954), TRIEBEL (1963) und GRIMM & STEURBAUT (1999: Fig. 4) beschriebenen Vergesellschaftungen aus der Wallau-Subformation (Unterer Rupelton), Hochberg-Subformation (Mittlerer Rupelton) und Rosenberg-Subformation (Oberer Rupelton) vergleichbar.

Kaiserlei BK 18a/15

Im untersten Bereich der Kernbohrung (60–53,5 m, 4 Proben) sind benthische Foraminiferen relativ häufig und die Gehäuse weisen meist eine gute Erhaltung auf. Darüber folgt ein deutlicher Faunenwechsel, da die folgenden Proben (12: 50,7–5,5 m) keine oder vergleichsweise wenige kleinwüchsige benthische Foraminiferen aufweisen. Nur in Probe 20312 (40,2–40 m) steigt die Anzahl der Individuen und Arten vorübergehend an (Tab. 3). Darüber hinaus treten planktonische Foraminiferen generell sehr selten auf, einige Proben enthalten wenige kleinwüchsige Gehäuse mit guter Erhaltung.

Aufgrund der benthischen Foraminiferen-Vergesellschaftungen kann der Bereich zwischen 60–53,5 m der Rosenberg-Subformation (Oberer Rupelton) zugewiesen werden, kennzeichnend ist beispielsweise das häufige Auftreten von *Spiroplectinella carinata* (var. *attenuata* und *intermedia*). Darüber (50,7–40 m) folgt die „Übergangszone“ zur Schleichsand-Fazies sensu DOEBL (1954, Mainzer Becken). Dieser Übergang (basaler Abschnitt der Cyrenenmergel-Gruppe im Gebiet Frankfurt-Offenbach) ist durch den Wechsel zu Kleinformen mit geringer Arten- und Individuenzahl gekennzeichnet und es finden Rückschläge zur Rupelton-Fazies statt (LB 20312, Tab. 3).

Die Cyrenenmergel-Gruppe beginnt in der Brg. Kaiserlei BK 18a/15 folglich mit Tonmergel, die vereinzelt Feinsandlagen aufweisen und oft ein ähnliches Aussehen haben wie die Rupeltone der Rosenberg-Subformation (Abb. 3–5). Mikropaläontologisch ist aber ab 50,7–50,5 m (Probe 20316) ein deutlicher Faunenwechsel festzustellen.

Kaiserlei GT5

Die Spülbrg. Kaiserlei GT5 umfasst sehr viele Proben (125), in denen aufgrund kleiner Probenmengen immer vergleichsweise wenige Mikrofossilien vorliegen. Deshalb wird hier auf eine quantitative Analyse verzichtet. In den Proben (106; 150–38 m) sind jedoch in beinahe jeder Probe benthische Foraminiferen vorhanden, während die darüber folgenden Schichten nur vereinzelt Foraminiferen aufweisen (zwei Proben mit jeweils einer Art, *Bolivina* und *Pyrulina*).

Im Bereich von 150–38 m können drei unterschiedliche Vergesellschaftungen unterschieden werden, die wahrscheinlich der Hochberg- und Rosenberg-Subformation (Mittlerer und Oberer Rupelton) sowie der „Übergangszone“ sensu DOEBL (1954) zugewiesen werden können:

Tab 2: Benthische Foraminiferen der Riederwald-Tunnel Bohrungen: Anzahl der Individuen und Arten je Probe sowie prozentualer Anteil häufiger und bedeutender Taxa (**fett:** am zahlreichsten vorhanden); vollständige Artenliste: s. Anhang.

Bohrung	Riederwald-Tunnel BG 1-1										Riederwald-Tunnel BG 5-7							
Stratigraphie	Rosenberg-Sbfm						Hochberg-Sbfm				Hochberg-Sbfm					Wallau-Sbfm		
Teufe [m]	5,0-6,0	10,0-11,0	17,5-18,5	25,2-26,0	29,0-30,0	36,0-37,0	43,7-44,4	46,0-46,6	50,5-51,0	52,0-52,5	54,5-55,0	24,0-25,0	27,0-28,0	32,0-33,0	36,0-37,0	39,0-40,0	43,0-44,0	44,0-45,0
Labor-Nr.	18231	18232	18233	18234	18235	18236	18237	18238	18239	18241	18242	18243	18244	18245	18246	18247	18248	18249
Benth. Foraminiferen insg.	408	308	430	719	•••	•••	11	109	32	365	117	224	204	•••	176	155	246	430
Anzahl der Arten	20	16	24	30	28	15	2	12	4	26	13	9	12	16	14	10	30	40
Spezies [%]																		
<i>Reticulophragmium</i> spp.	5,6	6,8	5,3	11,3	•••	•••	90,9	79,8	34,4		43,6						22,0	
<i>Spiroplectinella carinata</i>				21,0	•••	◦											1,2	16,3
Milioliden (<i>Quinqueloculina</i> u.a.)	0,5	1,3	4,0	9,7	••	◦		4,6	6,3	0,8	0,9	0,4	0,5	•	0,6	1,3	8,9	0,9
<i>Globulina</i> spp. + <i>Guttulina</i> spp.	0,7	1,6	12,1	2,2	◦			0,9		0,5				◦	1,1		2,8	1,9
<i>Pyrulina</i> spp.	0,7	2,6	7,4	0,4						0,3								
<i>Siphonodosaria ewaldi</i>				0,1				0,9		1,1	12,8	2,2	12,3	◦	19,9	27,7	0,4	1,4
" <i>Nodosaria</i> " / " <i>Dentalina</i> " spp.	11,5	47,4	9,5	2,2	•	•		0,9		0,3	0,9				5,7	9,0	2,0	0,9
<i>Bolivina beyrichi</i>						•••		4,6	56,3	14,8		67,9	75,5	•••	40,3	13,5	2,8	2,6
<i>Angulogerina</i> spp.	2,2	1,0	8,1															12,3
<i>Turrilina alsatica</i>								0,9		8,8		1,3	1,0	◦	8,0	7,1	0,4	0,2
<i>Melonis affinis</i> / <i>Melonis</i> sp.	0,2		3,0	0,8	••			1,8		0,3	1,7		0,5				2,0	0,2
<i>Globocassidulina</i> sp.	14,7	8,8	0,9							1,1	3,4	0,4						
<i>Hansenisca soldanii</i> (+ <i>Gyroidinoides</i> spp.)	47,1	12,7	24,9	15,6	••	••				47,9	13,7	13,4	5,4	••	5,7	16,1	3,7	2,8
<i>Rotaliatina offenbachensis</i>	0,2			7,0	◦													
<i>Cibicidoides ungerianus</i>				12,1	••			0,9										
<i>Heterolepa dutemplei</i>																	2,8	15,3

Proben 18235, 18236 und 18245 nur geschätzt.

◦ selten • nicht selten •• häufig ••• massenhaft

150–112 m (Hochberg-Subformation): Zusammengefasst lässt sich feststellen, dass in diesem Bereich vergleichsweise wenige benthische Foraminiferen vorhanden sind und die Vergesellschaftung relativ artenarm ist (ca. 21 Arten insgesamt). Darüber hinaus sind die Foraminiferengehäuse teils mäßig bis schlecht erhalten (z.B. *Cibicidoides ungerianus*) und deuten möglicherweise auf Umlagerungsvorgänge hin. Es könnte sich um Nachfall bei der Spülbohrung handeln. Am häufigsten sind meist relativ gut erhaltene Gehäuse von *Bolivina* (v.a. *B. beyrichi*), andere Taxa sind wesentlich seltener und kommen nicht in allen Proben vor (z.B. *Hansenisca soldanii* und *Spiroplectinella carinata*).

112–52 m (Rosenberg-Subformation): Die Foramini-

feren-Vergesellschaftung ist insgesamt individuen- und artenreicher als im darunterliegenden Abschnitt (ca. 36 Arten insgesamt) und die Gehäuse weisen meist eine gute Erhaltung auf. Zahlenmäßig vorherrschend sind *Hansenisca soldanii* und *Spiroplectinella carinata*, während *Cibicidoides ungerianus* vor allem im unteren Bereich der Schichtenfolge vergleichsweise häufig vertreten ist.

52–38 m („Übergangszone“): In der „Übergangszone“ (basale Cyrenenmergel-Gruppe) nimmt die Artenzahl stark ab, insgesamt sind nur sechs verschiedene Arten vorhanden. Am häufigsten ist *Pyrolina*, daneben treten auch kleinwüchsige Gehäuse von *Quinqueloculina* und *Angulogerina* auf, in zwei Proben ist *Spiroplectinella carinata* vorhanden.

Tab. 3: Benthische Foraminiferen der Bohrung Kaiserlei BK 18a/15: Anzahl der Individuen und Arten je Probe sowie prozentualer Anteil häufiger und bedeutender Taxa (**fett:** am zahlreichsten vorhanden); vollständige Artenliste: s. Anhang.

Bohrung	Kaiserlei BK18a/15								
Stratigraphie	basale Cyrenenmergel-Gruppe / „Übergangszone“					Rosenberg-Sbfm			
Teufe [m]	40,0-40,2	42,0-42,2	44,7-45,0	47,7-48,0	50,5-50,7	53,5-53,7	55,0-55,3	57,7-58,0	59,7-60,0
Labor-Nr.	20312	20313	20314	20315	20316	20317	20318	20319	20320
Benthische Foraminiferen insg.	121	80	12	0	8	52	140	307	111
Anzahl der Arten	19	9	3	0	3	11	29	15	14
Spezies [%]									
<i>Spiroplectinella carinata</i>	19,0					13,5	5,0	40,4	36,9
<i>Quinqueloculina</i> spp.	8,3	63,8			75,0	9,6	2,9	8,1	5,4
<i>Globulina</i> spp. + <i>Guttulina</i> spp.	4,1	1,3				15,4	9,3	4,9	19,8
<i>Pyralina</i> spp.	21,5	28,8	8,3		12,5	1,9	1,4		0,9
" <i>Nodosaria</i> " spp. und " <i>Dentalina</i> " spp.	8,3						8,6	5,9	7,2
<i>Angulogerina</i> spp.	9,9	1,3				44,2	1,4	1,6	
<i>Melonis affinis</i>	16,5						15,7		
<i>Hansenisca soldanii</i> (+ <i>Gyroidinoides</i> spp.)							20,7	36,2	22,5
<i>Cibicidoides ungerianus</i>	0,8						12,1		

4.2 Biostratigraphie

Wallau-Subformation (Unterer Rupelton, Foraminiferenmergel)

In der Brg. Riederwald-Tunnel **BG 5-7** können die fossilreichen Sedimente zwischen 45–43 m aufgrund der typischen benthischen Foraminiferenfauna eindeutig der Wallau-Subformation (Unterer Rupelton) zugeordnet werden (Tab. 2 und 4). Benthische Foraminiferen treten in großer Individuenzahl auf und in der artenreichen Vergesellschaftung fallen Sandschaler durch ihre Größe und Zahl auf. Insgesamt treten eine Vielzahl an Arten auf, die schon von SPANDEL (1909) und TRIEBEL (1963)

aus der Wallau-Subformation (Unterer Rupelton) der Region Frankfurt-Offenbach beschrieben wurden.

Charakteristisch für die Wallau-Subformation ist *Heterolepa dutemplei* – [alte Fossilnamen: *Truncatulina dutemplei* in SPANDEL (1909), *Cibicides dutemplei* in TRIEBEL (1963)], – die in Übereinstimmung mit den aus dem Mainzer Becken gefundenen Foraminiferenfaunen (GRIMM & STEURBAUT 1999: Fig. 4 und GRIMM 2002: Fig. 3) nur in diesem Abschnitt des Rupeltons auftritt. Die aufgefundene Foraminiferenfauna vom Riederwald entspricht der „*Spiroplectinella carinata*–*Heterolepa*

Tafel 1 (Seite 207)

Fig. 1-8. Agglutinierende benthische Foraminiferen

Auflichtmikroskopie-Aufnahmen;

W-Sbfm = Wallau-Subformation/Unterer Rupelton, Ro-Sbfm = Rosenberg-Subformation/Oberer Rupelton

Fig. 1a-b. *Reticulophragmium rotundidorsatum* (HANTKEN), Riederwald-Tunnel BG 1-1, 18234, Ro-Sbfm

Fig. 2. *Reticulophragmium acutidorsatum* (HANTKEN), Riederwald-Tunnel BG 1-1, 18234, Ro-Sbfm

Fig. 3a-b. *Ammobaculites* cf. *agglutinans* (D'ORBIGNY), Riederwald-Tunnel BG 5-7, 18249, W-Sbfm

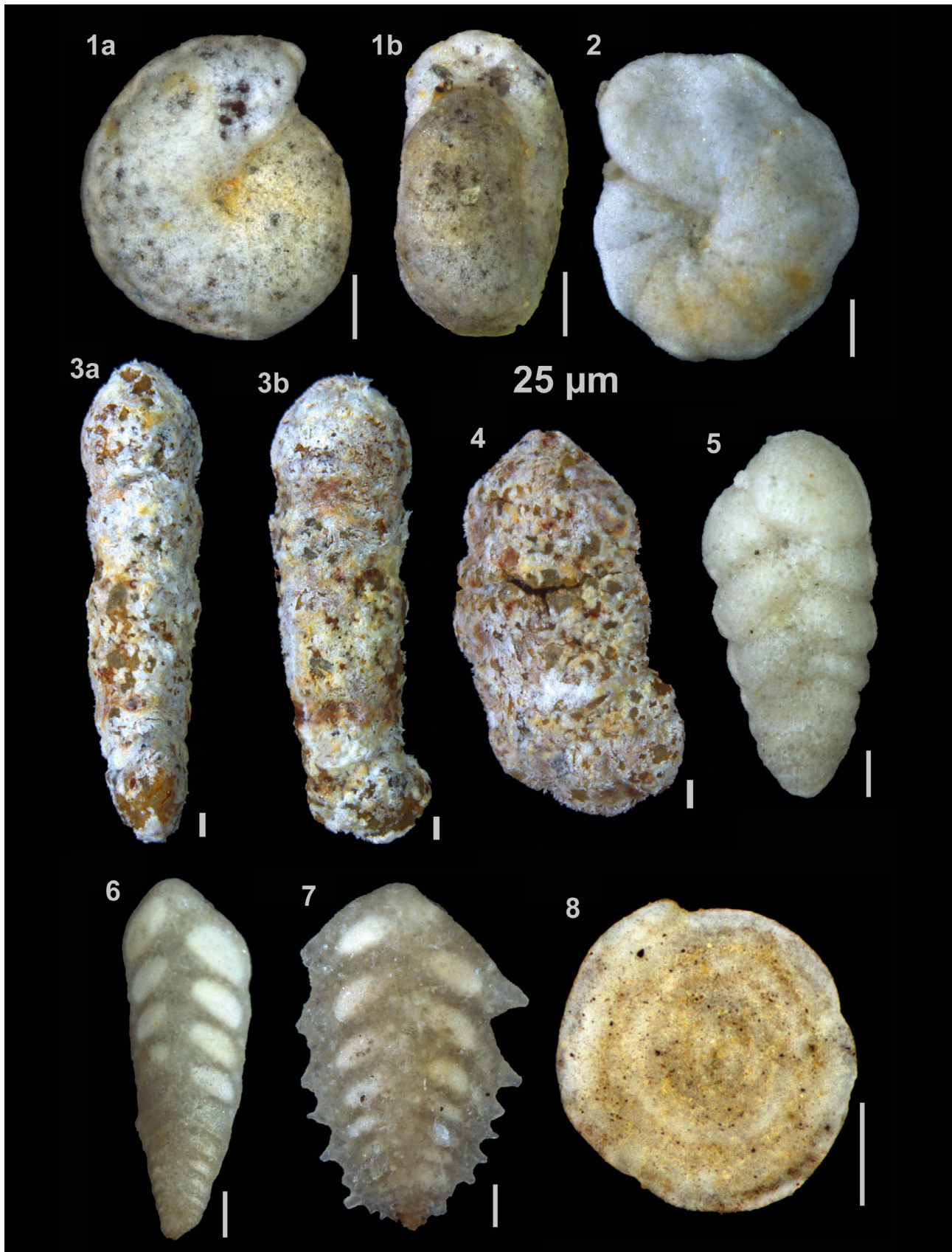
Fig. 4. *Sabellovoluta humboldti* (REUSS), Riederwald-Tunnel BG 5-7, 18249, W-Sbfm

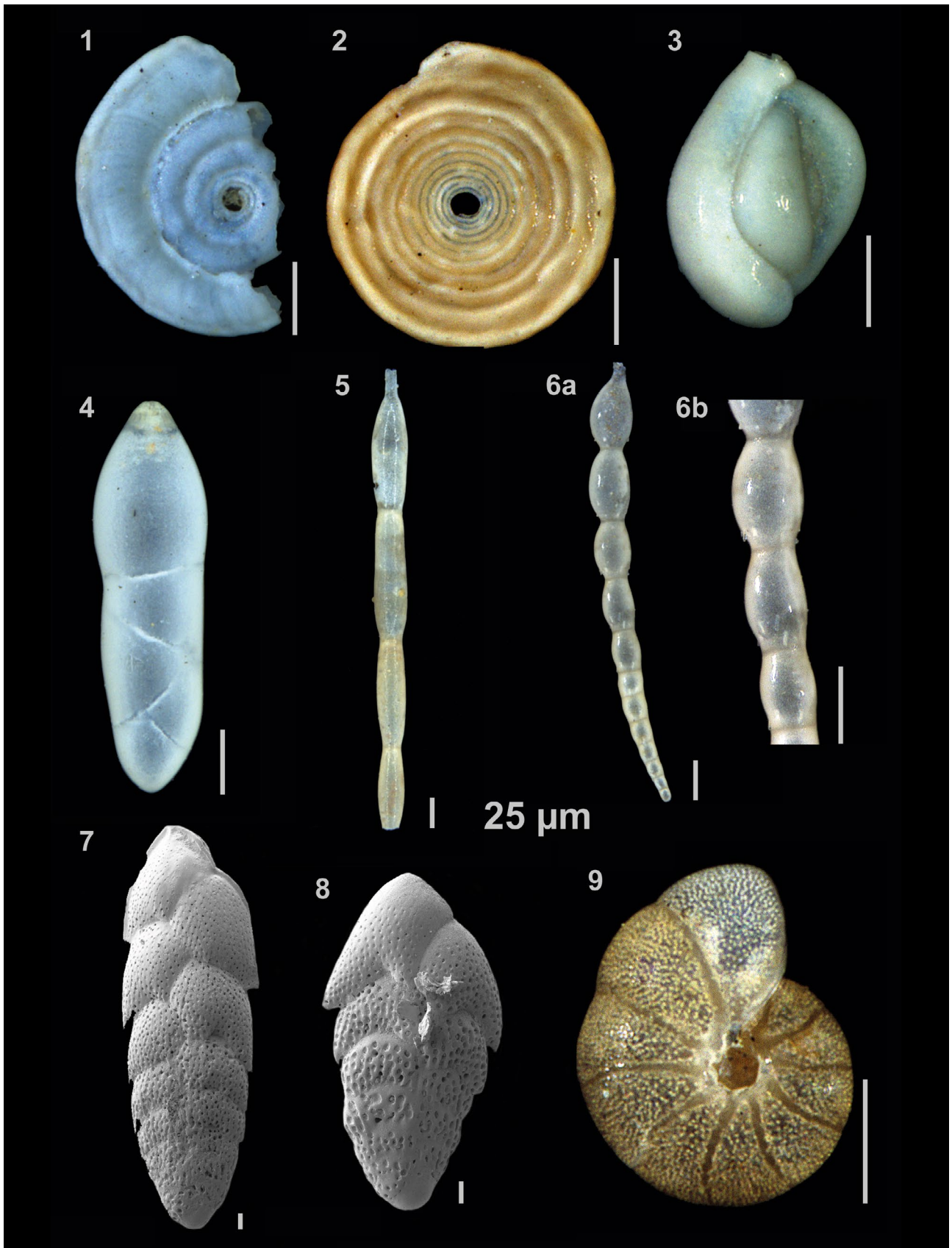
Fig. 5. *Karrerella chilostoma* (REUSS), Riederwald-Tunnel BG 5-7, 18249, W-Sbfm

Fig. 6. *Spiroplectinella carinata* var. *attenuata* (REUSS), Kaiserlei BK 18a/15, 20303, Ro-Sbfm

Fig. 7. *Spiroplectinella carinata* var. *carinata* (D'ORBIGNY), Riederwald-Tunnel BG 5-7, 18249, W-Sbfm

Fig. 8. *Ammodiscus incertus* (D'ORBIGNY), Riederwald-Tunnel BG 1-1, 18234, Ro-Sbfm





dutemplei Assemblage Zone" (Ass.Z.) nach GRIMM (2002), da sowohl *S. carinata* (1,2 u. 16,3%) als auch *H. dutemplei* (2,8 u. 15,3%) in beiden Proben zahlreich vorhanden sind.

Hochberg-Subformation (Mittlerer Rupelton, Fischschiefer)

Bohrungen Riederwald-Tunnel **BG 1-1** (55–43,7 m) und **BG 5-7** (40–24 m): Die benthischen Foraminiferen-Vergesellschaftungen aus diesen Abschnitten der Riederwald-Tunnel-Bohrungen (Tab. 2 und 4) sind gut mit den beschriebenen Faunen aus der Hochberg-Subformation (Mittlerer Rupelton) vergleichbar (SPANDEL 1909, TRIEBEL 1963, GRIMM & STEURBAUT 1999, GRIMM 2002). In der Hochberg-Subformation ist eine deutliche Verarmung der Foraminiferenfauna erkennbar, in einzelnen Lagen treten sehr individuenreiche, aber artenarme benthische Foraminiferenfaunen auf. In diesen Proben ist *Bolivina beyrichi* sehr häufig vertreten und meist stark dominant (bis zu 75,5%), in einigen Proben tritt auch *Reticulophragmium* [*Cyclammina*] in SPANDEL (1909) und TRIEBEL (1963) sehr zahlreich auf. Daneben sind auch *Siphonodosaria ewaldi* [*Stilostomella ewaldi* in GRIMM & STEURBAUT (1999)] und *Turrilina alsatica* in der Hochberg-Subformation vergleichsweise häufig.

Eine Korrelation mit den „Foraminiferen Ass.Z.“ nach GRIMM (2002) für das Mainzer Becken ist nur begrenzt möglich. In den Proben vom Riederwald-Tunnel überschneiden sich die Zonen teilweise oder die typischen Foraminiferen fehlen in den bearbeiteten Bohrungen. Dennoch ist eine Untergliederung in „Fischschiefer A“ (FSA) (unterer Bereich Hochberg-Subformation, Mittlerer Rupelton) und „Fischschiefer B“ (FSB) (oberer Bereich Hochberg-Subformation, Mittlerer Rupelton) möglich. In der Brg. Riederwald-Tunnel **BG 5-7** können die Proben von 40–24 m mit dem Fischschiefer A (unteren Abschnitt der Hochberg-Subformation) korreliert werden. Ein Vergleich mit der „*Bolivina beyrichi*–*Stilostomella ewaldi* Abundance Zones“ (Ab.Z.; FS 2, mittlerer Fischschiefer A) nach GRIMM (2002: Fig. 2) ist möglich, da diese Arten in diesem Bereich besonders häufig vorkommen (Tab. 2). In der Brg.

Riederwald-Tunnel **BG 1-1** weisen die Proben von 55–52 m eine ähnliche Foraminiferenfauna wie Fischschiefer A mit der *Bolivina beyrichi*–*Stilostomella ewaldi* Ab.Z. (FS 2) auf. Die individuen- und artenarme Vergesellschaftungen von 51–43,7 m sind dagegen ähnlich wie aus dem oberen Abschnitt der Hochberg-Subformation Fischschiefer B (FS B) beschrieben. GRIMM (2002) unterteilt diesen Abschnitt in drei Foraminiferenzonen (FS 4–6), die in den Riederwald-Proben jedoch nicht eindeutig abgegrenzt werden können.

Brg. Kaiserlei **GT5** (150–112 m): Die vergleichsweise individuen- und artenarme benthische Foraminiferen-Vergesellschaftung (s. Kap. 4.1, Brg. Kaiserlei GT5) aus dem untersten Abschnitt der Schichtenfolge kann wahrscheinlich mit der Hochberg-Subformation (Mittlerer Rupelton) korreliert werden. Einige Proben aus diesem Bereich weisen auch einzelne, teils schlecht erhaltene Gehäuse von *Cibicidoides ungerianus* auf. Im Mainzer Becken tritt diese Art nach GRIMM (1994, 2002) erst ab der Rosenberg-Subformation (Oberer Rupelton) auf. In SPANDEL (1909, Hanauer Becken) ist diese Art [*Truncatulina ungeriana*] aber auch aus Proben der Hochberg-Subformation (Mittlerer Rupelton) (Probe Offenbach Schlachthaus: selten, „kümmerlich ausgebildet“) und Wallau-Subformation (Unterer Rupelton) aufgeführt. In den Proben der Spülbohrung Kaiserlei GT5 am Kaiserlei jedoch weisen die oftmals kleinen Gehäuse meist eine schlechte Erhaltung auf. Es könnte sich zumindest teilweise um Nachfall handeln.

Rosenberg-Subformation (Oberer Rupelton)

Brg. Riederwald-Tunnel **BG 1-1** (37–5 m): Mit Hilfe der benthischen Foraminiferen kann dieser Abschnitt der Rosenberg-Subformation (Oberer Rupelton) zugewiesen werden. Im Vergleich zum oberen Bereich der Hochberg-Subformation (Mittlerer Rupelton) sind die Vergesellschaftungen aus der Rosenberg-Subformation wieder individuen- und artenreicher (Tab. 2 und 4). In Übereinstimmung mit den von SPANDEL (1909) und TRIEBEL (1963) beschriebenen Faunen ist *Cibicidoides ungerianus* [*Truncatulina ungeriana*] bzw. [*Cibicides*

Tafel 2 (Seite 208)

Fig. 1-9. Porzellanschalige (1–3) und hyaline kalkschalige (4–9) benthische Foraminiferen

Auflichtmikroskopie-Aufnahmen (1–6, 9) und Raster-Elektronenmikroskop-Aufnahmen (7–8);
H-Sbfm = Hochberg-Subformation/Mittlerer Rupelton, Ro-Sbfm = Rosenberg-Subformation/Oberer Rupelton

- Fig. 1. *Cornuspira involvens* (REUSS), Riederwald-Tunnel BG 1-1, 18234, Ro-Sbfm
- Fig. 2. *Cornuspira polygyra* REUSS, Riederwald-Tunnel BG 1-1, 18235, Ro-Sbfm
- Fig. 3. *Quinqueloculina impressa* REUSS, Riederwald-Tunnel BG 1-1, 18234, Ro-Sbfm
- Fig. 4. *Pyralina fusiformis* (ROEMER), Kaiserlei BK 18a/15, 20320, Ro-Sbfm
- Fig. 5. *Siphonodosaria ewaldi* (REUSS), Riederwald-Tunnel BG 5-7, 18247, H-Sbfm
- Fig. 6a-b. *Dentalina retrorsa* REUSS, Kaiserlei BK18a/15, 20303, Ro-Sbfm
- 6b. Detail-Aufnahme; feine, abwärts gerichtete Nadeln am unteren Ende der Kammern
- Fig. 7 & 8. *Bolivina beyrichi* REUSS, Kaiserlei GT5, 21252, Ro-Sbfm (108–109 m)
- Fig. 9. *Melonis affinis* (REUSS), Riederwald-Tunnel BG 1-1, 18235, Ro-Sbfm

ungerianus] in der Region Frankfurt-Offenbach im unteren Bereich der Rosenberg-Subformation (Oberer Rupelton) zahlreich vertreten. In diesen Proben treten auch die für diese Subformation typischen Arten *Spiroplectinella carinata* (var. *attenuata* u. *intermedia*) sowie *Rotaliatina offenbachensis* auf. Darüber hinaus ist *Dentalina retrorsa* für den Oberen Rupelton charakteristisch (TRIEBEL 1963). Probe 18232 („*Nodosaria*“/„*Dentalina*“ spp. 47,4 %) kann mit dem von SPANDEL (1909) beschriebenen „Dentalinen-Horizont“ verglichen werden, der im oberen Bereich der Rosenberg-Subformation (Oberer Rupelton) auftritt.

Im Mainzer Becken umfasst die Rosenberg-Subformation zwei Foraminiferen-Zonen (ORT 1 + 2), die „*Rotaliatina offenbachensis* Ab.Z.“ und die „*Spiroplectinella carinata*–*Cibicides ungerianus* Ass.Z.“ (GRIMM 2002: Fig. 2). In der Brg. Riederwald-Tunnel BG 1-1 jedoch sind diese beiden Biozonen nicht trennbar, da *S. carinata* und *Cibicidoides ungerianus* nur im unteren bis mittleren Bereich (größtenteils zw. 30–25 m) vorkommen und in diesen Proben auch *Rotaliatina offenbachensis* vertreten ist (s. Tab. 2).

Bohrungen Kaiserlei BK 18a/15 (60–53,5 m) und GT5 (112–52 m): Die benthische Foraminiferen-Vergesellschaftungen (Bohrungen Kaiserlei BK 18a/15: Tab. 3; GT5: Kap. 4.1 GT5) sind insgesamt gut mit den von SPANDEL (1909), DOEBL (1954) und TRIEBEL (1963) beschriebenen Faunen aus der Rosenberg-Subformation (Oberer Rupelton) vergleichbar. Prozentual am häufigsten vertreten sind *Spiroplectinella carinata* (var. *attenuata* u. *intermedia*) und *Hansenisca soldanii*, darüber hinaus sind in einigen Proben viele gut erhaltene Gehäuse von *Dentalina retrorsa* (nur Kaiserlei BK 18a/15) und *Cibicidoides ungerianus* vorhanden. Insgesamt weisen die Sedimente somit eine Vergesellschaftung auf, die von GRIMM (2002) als „*Spiroplectinella carinata*–*Cibicides ungerianus* Ass.Z.“ bezeichnet wird und dem ORT 2 entspricht (Tab. 4).

Obergrenze Bodenheimer-Formation

Die Grenze Bodenheimer-Formation/Cyrenenmergel-Gruppe lässt sich im Allgemeinen und in den Kaiserlei-Bohrungen nur mikropaläontologisch erfassen. Im Frankfurter Osten und Offenbach (Hanauer Becken) ist dieser Umstand ein bekanntes Problem (STREIM 1989, KÜMMERLE & SEIDENSCHWANN 1993) und auch im Mainzer Becken weisen einige Autoren darauf hin, dass die Obergrenze der Bodenheimer-Formation nicht überall lithologisch erfasst werden kann (SONNE 1988, SCHÄFFER & KUHN 2004).

Die Obergrenze der Bodenheimer-Formation liegt in der Brg. Kaiserlei **BK 18a/15** zwischen 53,5–50,7 m (Probe 20316 und 20317; s. Tab. 3) und in der Brg. Kaiserlei **GT5** bei 52 m. Mit dem Verschwinden diverser und vollmariner Foraminiferen-Vergesellschaftungen weisen die Foraminiferen auf die Lage dieser lithostratigraphischen Grenze zwischen Bodenheimer-Formation und Cyrenenmergel-Gruppe hin.

Die benthische Foraminiferenfauna aus dem Bereich von 50,7–40 m der Brg. Kaiserlei **BK 18a/15** (s. Tab. 3) ist insgesamt gut mit der von SPANDEL (1909, Offenbach, Hanauer Becken), DOEBL (1954, Mainzer Becken) und TRIEBEL (1963, Frankfurt, Hanauer Becken) beschriebenen Fauna aus dem untersten Bereich der „Schleischsande“, bzw. der „Übergangszone“ sensu DOEBL vergleichbar. Nach DOEBL (1954) erfolgt in der „Übergangszone“ ein Wechsel zu Kleinformen mit geringer Arten- und Individuenzahl, wobei es immer wieder zu „Rückschlägen“ zur Rupelton-Fauna (Foraminiferen-Vergesellschaftung ähnlich der Rosenberg-Subformation) kommt. Typisch für diesen Abschnitt ist das prozentual häufige Auftreten von *Pyrulina*, *Nonionella* und kleinwüchsigen Gehäusen von *Quinqueloculina*. Diese sind auch in der Bohrung Kaiserlei vorhanden (*Nonionella*), bzw. prozentual häufig vertreten (*Pyrulina* und *Quinqueloculina*, Tab. 3). *Spiroplectinella carinata* (nur bei 40 m, 20312; s. Tab. 3) tritt nach DOEBL (1954) und TRIEBEL (1963) nicht mehr in den Schleischsanden auf. Nach neuen Untersuchungen jedoch lässt sich diese Art stel-

Tafel 3 (Seite 211)

Fig. 1-7. Hyaline kalkschalige benthische Foraminiferen

Auflichtmikroskopie-Aufnahmen;

W-Sbfm = Wallau-Subformation/Unterer Rupelton, H-Sbfm = Hochberg-Subformation/Mittlerer Rupelton, Ro-Sbfm = Rosenberg-Subformation/Oberer Rupelton

Fig. 1a-c. *Rotaliatina offenbachensis* (SPANDEL), Spiralseite, Nabelseite und Mündungsansicht, Riederwald-Tunnel BG 1-1, 18234, Ro-Sbfm

Fig. 2. *Cibicidoides ungerianus* (D'ORBIGNY) – Spiralseite, Riederwald-Tunnel BG 1-1, 18235, Ro-Sbfm

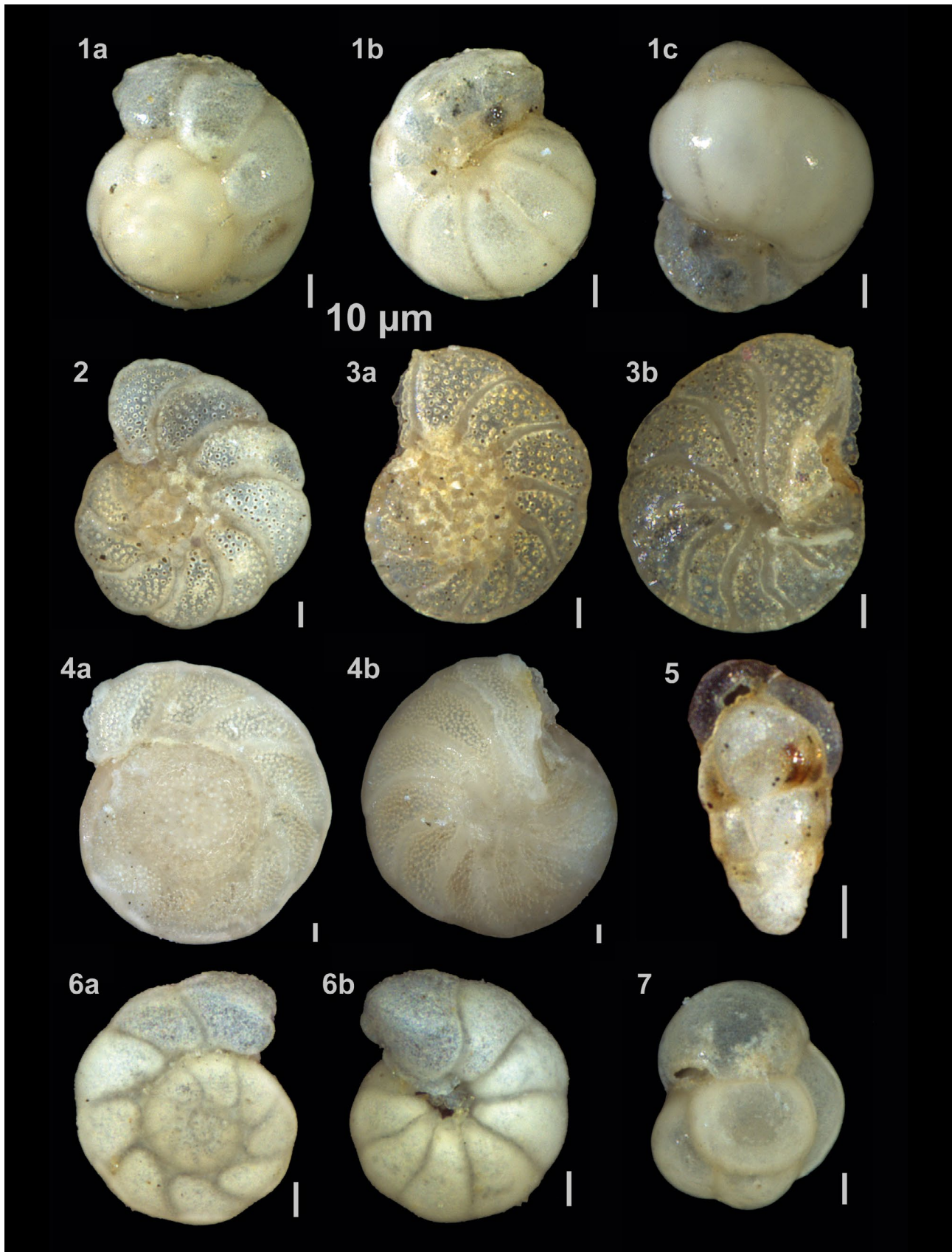
Fig. 3a-b. *Cibicidoides ungerianus* (D'ORBIGNY) – Spiralseite und Nabelseite, Riederwald-Tunnel BG 1-1, 18235, Ro-Sbfm

Fig. 4a-b. *Heterolepa dutemplei* (D'ORBIGNY) – Spiralseite und Nabelseite, Riederwald-Tunnel BG 5-7, 18249, W-Sbfm

Fig. 5. *Turrilina alsatica* ANDREAE, Riederwald-Tunnel BG 1-1, 18241, H-Sbfm

Fig. 6a-b. *Hansenisca soldanii* (D'ORBIGNY) – Spiralseite und Nabelseite, Riederwald-Tunnel BG 1-1, 18234, Ro-Sbfm

Fig. 7. *Sphaeroidina variabilis* REUSS, Riederwald-Tunnel BG 1-1, 18235, Ro-Sbfm



Tab. 4: Stratigraphische Gliederung der Bodenheimer-Formation mit typischen Foraminiferen-Vergesellschaftungen im Vergleich zu früheren Arbeiten.

Alter/Stufe	Formation	Subformation	SPANDEL (1909) DOEBL (1954) TRIEBEL (1963)	Mainzer Becken nach GRIMM (2002)	Hanauer Becken (diese Arbeit) Foraminiferen-Vergesellschaftungen	BG 1-1	BG 5-7	BK 18a/15	GT 5
Unter-Oligozän (Rupelium)	Cyrenmergel-Gruppe	Basis CyM-Gr. bzw. "Schleischsand"	"Übergangszone" sensu DOEBL	Schleischsand	am häufigsten: <i>Quinqueloculina</i> (klein) <i>Pyrulina</i>	individuen-/artenarm in Lagen Ro-Sbfm-Fauna		•	•
	Bodenheim-Formation	Rosenberg-Subformation	Oberer Rupelton	Oberer Rupelton	<i>Sp. carinata</i> var. <i>attenuata</i> <i>Sp. carinata</i> var. <i>intermedia</i> <i>Dentalia retrorsa</i> <i>Rotaliatina offenbachensis</i> <i>Cibicidoides ungerianus</i> <i>Angulogerina</i> (ob. B.)	individuen- und artenreich	•	•	•
		Hochberg-Subformation	Mittlerer Rupelton	Fischschiefer B	v.a. <i>Reticulophragmium?</i> <i>acutidorsatum exigua</i> und <i>Bolivina beyrichi</i>	individuen- und artenarm	•		•
				Fischschiefer A	<i>Bolivina beyrichi</i> (meist stark dominant) <i>Siphonodosaria ewaldi</i> (teilw. häufig) <i>Turrilina alsatica</i>	artenarm	•	•	
		Wallau-Subformation	Unterer Rupelton	Foraminiferenmergel	<i>Heterolepa dutemplei</i> viele Sandschaler: <i>Sp. carinata</i> var. <i>carinata</i> <i>Ammobaculites</i> <i>Sabellivoluta humboldti</i> <i>Ammodiscus</i> , <i>Karrerella</i> u.a.	sehr hohe Diversität		•	

lenweise noch bis an die Untergrenze der nächsthöheren Einheit, den Süßwasserschichten (heute Jakobsberg-Formation) nachweisen (SCHÄFER & KUHN 2004, Mainzer Becken).

Im Mainzer Becken werden die Schleichsande nach der neuen lithostratigraphischen Gliederung als Stadecken-Formation bezeichnet (GRIMM et al. 2000, GRIMM 2002, SCHÄFER & KUHN 2004). Im Frankfurter Osten ist es aber nicht möglich „Schleischsand“ ähnlich wie im Mainzer Becken als selbständiges Schichtglied auszuhalten (KÜMMERLE & SEIDENSCHWANN 1993: 27). Allein am Offenbacher Hafen war dies möglich

(KÜMMERLE & HÜHNER 1994). Darüber hinaus ist ein Vergleich mit der „Globigerinidae–Miliolidae Ab.Z.“ (GRIMM 2002) nur begrenzt möglich, da Globigerinen (planktonische Foraminiferen) in den vorliegenden Proben generell sehr selten sind. Die Häufigkeit von planktonischen Foraminiferen ist jedoch immer sehr von den Umweltbedingungen (z.B. Strömungen) innerhalb eines Fazies-Raumes abhängig. Kleinwüchsige Gehäuse von *Quinqueloculina* (Miliolidae) sind aber auch an der Kaiserlei bei 42,2–40 m (20212 + 20213) zahlreich vorhanden (Tab. 3).

4.3 Ablagerungsraum

Die Sedimente mit ihren lithologischen Parametern wie Farbe, Bitumengehalt, Minerale, Schichtung etc. können auf bestimmte Ablagerungsbedingungen hinweisen. So ist insbesondere in der Hochberg-Subformation (Mittlerer Rupelton) eine sehr monotone, bitumenreiche Feinschichtung bis Lamination mit hellen, feinsten Schlufflamina – evtl. Reste von ab-

gesunkenen Algenmatten – im Wechsel mit dunkleren Tönen (Normalsedimentation) zu beobachten, die vermutlich auf so gut wie keinerlei Strömung oder Wasserbewegung hindeuten. Hier herrschen bläulich-schwarze, dunkelgrau-oliv bis dunkelbraungraue Farben der Sedimente vor, die Pyrit und Glaukonit enthalten. Aus Rezentbeobachtungen kann die Sauerstoffversor-

gung in so abgeschnürten Meeresbereichen am Meeresboden stark wechseln. So kann sich die sauerstoffreiche/sauerstofffreie Grenze am Meeresboden mehrfach verschieben (Wassersäule/Sedimentoberfläche, in der Wassersäule). Für GOLWER (1968: 164) spricht das für einen schlecht durchlüfteten Ablagerungsraum. Auch SONNE (1988: 25) führt ähnliche Beobachtungen aus dem Fischeischiefer (Hochberg-Subformation) im Mainzer Becken an mit „bitumenreichen, schwarzbraunen, violettstichigen Tonmergeln mit geringem Kalkgehalt“, die „häufig eine sehr feine Schichtung aufweisen“.

Ebenso ist die Verbreitung von benthischen Foraminiferen stark von den Umweltbedingungen abhängig, was MURRAY (2006), PIPPÈR & REICHENBACHER (2010) und PIPPÈR (2011) ausführlich erläutern. Zu den ökologischen Faktoren, die Arten-Vergesellschaftungen beeinflussen, gehören unter anderem Licht, die Wassertiefe und -temperatur, der Salzgehalt, der Untergrund bzw. das Substrat, organischer Zufluss und Sauerstoffgehalt – insbesondere in den bodennahen Schichten – verbunden mit Wasserbewegung und Verfügbarkeit von Nährstoffen. Dies sind alles Faktoren die die Biofazies beeinflussen können. So können z. B. einige Foraminiferen im sauerstoffarmen Milieu leben, andere Arten sind an sauerstoffreiche Meeresbereiche gebunden.

In den untersuchten Einheiten der Bodenheimer-Formation und der basalen Cyrenenmergel-Gruppe lassen sich Interpretationen anhand von Individuen- und Artenreichtum, Diversität, Foraminiferenarten-Vorkommen herleiten. So sind Wallau-Subformation und Rosenberg-Subformation sehr individuen- und artenreich. Dahingegen ist die Hochberg-Subformation individuen- und artenarm (s. Tab. 4). Auch die „Übergangszone“ zeichnet sich durch Individuen- und Artenarmut bzw. Kleinwüchsigkeit aus. Dies sind Hinweise auf das Ablagerungsmilieu. So sind beispielsweise Arten wie *Heterolepa dutemplei* (Wallau-Subformation, Unterer Rupelton) und *Cibicidoides ungerianus* (häufig in der Rosenberg-Subformation, Oberer Rupelton) vor allem im sauerstoffreichen Milieu häufig vorhanden. Andererseits kommen vermutlich diese wiederum faziesbedingt nicht in der Hochberg-Subformation (*Heterolepa*), bzw. treten dort selten auf (*C. ungerianus* im Hanauer Becken).

In Übereinstimmung mit den Sedimenten weisen die Foraminiferenfaunen aus der Hochberg-Subformation (Mittleren Rupelton) auf temporäre/saisonale Sauerstoffarmut am Meeresboden hin. In einer sauerstoffarmen Umgebung können einzelne benthische Foraminiferen bereichsweise sehr häufig

vorhanden sein, typisch sind dann individuenreiche aber artenarme Vergesellschaftungen, die zu einer starken Dominanz von wenigen Arten führen. Im unteren Bereich der Hochberg-Subformation ist *Bolivina beyrichi* in den individuenreichen Vergesellschaftungen sehr häufig vertreten und meist stark dominant (bis zu 75,5%). Von Studien an rezenten benthischen Foraminiferen-Vergesellschaftungen ist bekannt, dass viele Arten von *Bolivina* auch in einem sauerstoffarmen Milieu leben können.

Auf Grundlage der mikropaläontologischen Untersuchungen kann für den Ablagerungsraum der Bodenheimer-Formation (Rupelton) im Hanauer Becken folgende Entwicklung festgestellt werden. Im oberen Bereich der Wallau-Subformation (Unterer Rupelton) tritt eine besonders artenreiche Vergesellschaftung auf, die auf einen vollmarinen Ablagerungsraum mit guten Lebensverhältnissen schließen lässt. In der Hochberg-Subformation (Mittlerer Rupelton) findet ein deutlicher Faunenwechsel statt, da die Proben aus diesem Bereich, im Gegensatz zu denen des Liegenden, vorwiegend artenarm sind und zum Teil nur wenige Foraminiferen enthalten (vor allem im oberen Abschnitt). Insgesamt kann deshalb von einer zunehmenden Verschlechterung der Lebensbedingungen (Salinitätsschwankungen, temporäre/saisonale Sauerstoffarmut am Meeresboden etc.) ausgegangen werden, möglicherweise infolge einer zunehmenden Isolierung, erhöhtem Nährstoffeintrag (Bitumen) im Verbund mit sauerstoffzehrenden Algenwachstums und evtl. eingetiefter – Strömungen nicht zugänglicher – Ablagerungsbereiche des Rupelton-Meeres. Für abwesendes Bodenleben spricht auch keinerlei Anzeichen von Bioturbation. Im Übergang zur Rosenberg-Subformation (Oberer Rupelton) nimmt die Häufigkeit und Diversität von benthischen Foraminiferen wieder zu, was sehr wahrscheinlich verbesserte marine Lebensbedingungen widerspiegelt (neue Transgression). Darauf weisen auch die vielen großwüchsigen und gut erhaltenen planktonischen Foraminiferen hin, die im Basisbereich der Rosenberg-Subformation (Oberer Rupelton) der Brg. Riederwald-Tunnel BG 1-1 auftreten. Am Top der Bodenheimer-Formation verschwinden die diversen und vollmarinen Foraminiferen-Vergesellschaftungen zumindest vorübergehend. Im Bereich der „Übergangszone“ (basale Bereiche der Cyrenenmergel-Gruppe/Schleichsande) treten aber örtlich und lagenweise noch relativ diverse Foraminiferen-Vergesellschaftungen auf, die auf kurzfristige marine Meereseinbrüche hinweisen.

5 Zusammenfassung und Schlussfolgerungen

Die meisten Proben aus der Bodenheimer-Formation weisen eine hohe Anzahl gut erhaltener benthischer Foraminiferen auf (s. Taf. 1–3). Aufgrund von unterschiedlichen Vergesellschaftungen können die Rupeltone in drei Abschnitte gegliedert werden,

diese entsprechen der Wallau-Subformation (Unterer Rupelton, Foraminiferenmergel), Hochberg-Subformation (Mittlerer Rupelton, Fischeischiefer) und Rosenberg-Subformation (Oberer Rupelton). Die vorgefundenen Foraminiferen-Vergesellschaftun-

gen sind gut mit den von SPANDEL (1909) und TRIEBEL (1963) beschriebenen Faunen aus dem Frankfurt-Offenbacher Raum vergleichbar. Darüber hinaus kann die Rupelton-Abfolge insgesamt gut mit der von DOEBL (1954), GRIMM & STEURBAUT (1999: Fig. 4) und GRIMM (2002) beschriebenen Gliederung für das Mainzer Becken verglichen werden. Es gibt jedoch auch einige Unterschiede, die sehr wahrscheinlich faziesbedingt sind (z. B. unterschiedliche Wassertiefen, Strömungen). Das Hanauer Becken war im Unter-Oligozän ein durch Tektonik reich strukturierter Sedimentationsraum, der nicht wie das Mainzer Becken im deutlichen Einzugsgebiet der Oberrheingrabenbildung stand, sondern sich auf der östlichen Seite des Oberrheingrabens eher

als abgetrennte Frankfurter Bucht entwickelte. Deshalb ist davon auszugehen, dass es auch unterschiedliche an die jeweiligen Bedingungen angepasste Foraminiferen-Vergesellschaftungen gab. Insgesamt ist deshalb nicht von einem gleichförmigen Ablagerungsraum gemeinsam mit dem Mainzer Becken auszugehen. Das weite, große Areale einnehmende Rupelton-See war sehr wahrscheinlich ein gegliederter mariner Lebensraum, in dem sich unterschiedliche Fazies-Bereiche ausbilden konnten.

Darüber hinaus lässt sich feststellen, dass eine scharfe Abgrenzung zwischen Bodenheimer-Formation mit der Rosenberg-Subformation (Oberer Rupelton) und „Schleissand“ (Hanauer Becken: basale Cyrenenmergel-Gruppe; Mainzer Becken:

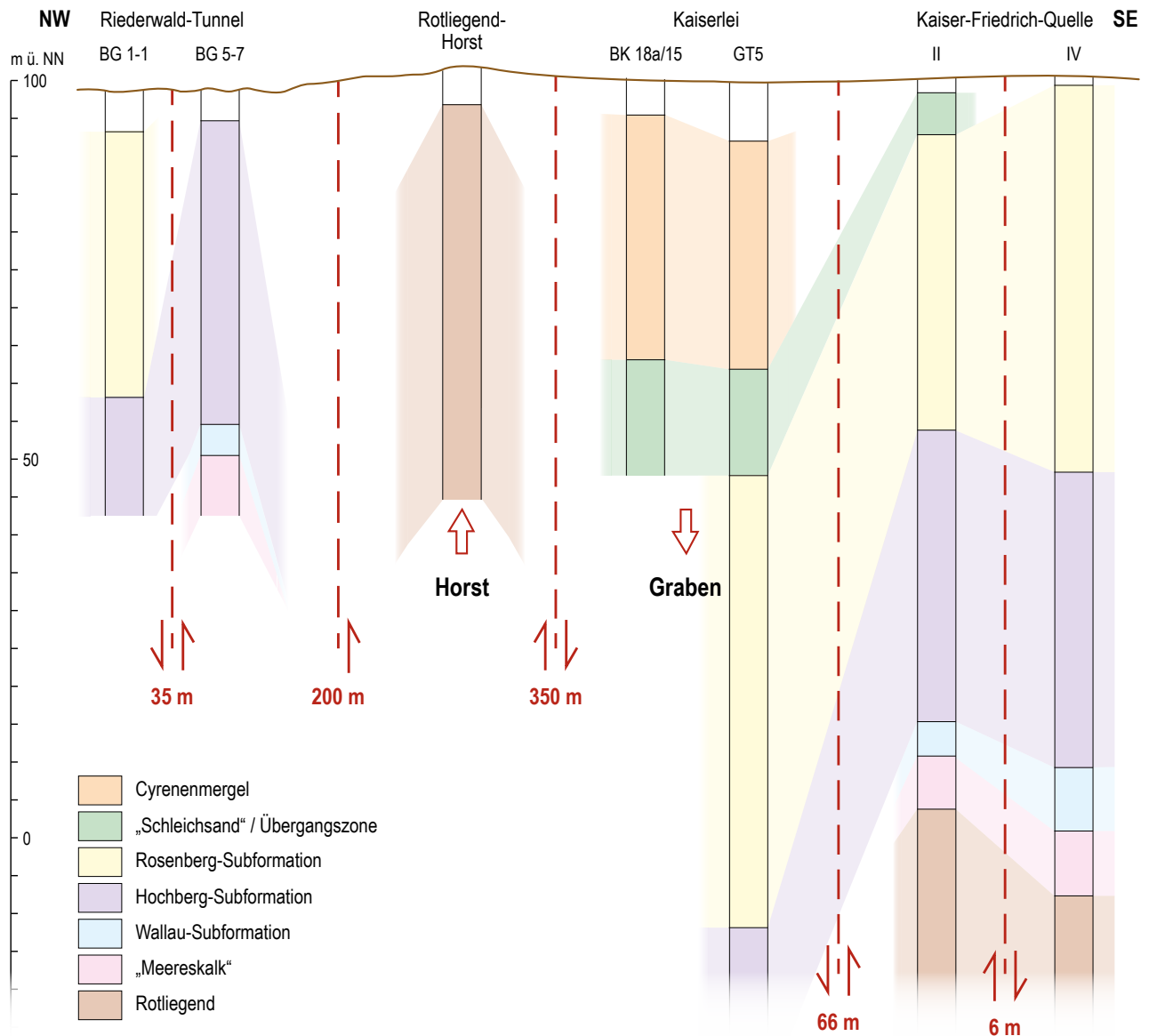


Abb. 6: Schematischer, nicht maßstäblicher Profilschnitt mit Horst- und Grabenstrukturen und vermuteten Störungen mit ungefähren Versatzbeträgen durch das Untersuchungsgebiet von NW-SE. Lage des Profilschnitts s. Abb. 1.

Stadecken-Formation) nicht möglich ist. Lithofazies und Foraminiferen-Vergesellschaftungen zeigen einen allmählichen Fazieswechsel an. Dieser lithostratigraphische Abschnitt wird als „Übergangszone“ bezeichnet (sensu DOEBL 1954). Rupelton-Fazies – „Übergangszone“ – Schleichsand-Fazies können jedoch auf der Grundlage von detaillierten Analysen der Foraminiferen-Vergesellschaftungen eindeutig abgegrenzt werden.

Mit den hier vorliegenden Ergebnissen und der genauen Untergliederung der ansonsten mächtigen und monotonen lithostratigraphischen nicht untergliederbaren Abfolgen von Bodenheimer-Formation (Rupelton) und Cyrenenmergel-Gruppe besteht die Möglichkeit weiterer Interpretationen.

Auf der geologischen Karte decken die Bodenheimer-Formation und die Cyrenenmergel-Gruppe große Areale ab. Mit der Untergliederung der mehr als 150 m Abfolge werden die tektonischen Verhältnisse im Detail hiermit sichtbar (vgl. Abb. 6). Im Untergrund lassen sich im geologischen Schnitt mehrere Graben- und Horst-Strukturen erkennen. So liegen die auf der Profilinie jeweiligen außenliegenden Bohrungen (Riederwald-Tunnel BG 1-1 und Kaiser-Friedrich-Quelle IV) ungefähr auf gleicher stratigraphischer Höhe. Im Frankfurter Osten bis zum Main ist eine oberflächennahe Lage der unteren stratigraphischen Einheiten wie Hochberg- und Wallau-Subformation ab der Brg. Riederwald-Tunnel BG 5-7 festzustellen. Damit lässt sich eine Hochscholle erkennen, die den größten tektonischen Versatz mit dem oberflächlich liegenden Rotliegend-Aufbruch zum Main hin hat. Diese Hochscholle hat insgesamt Versatzbeträge von mindestens 200 m nach NW und ca. 350 m nach

Offenbach (SE) hin. Diese tektonischen Strukturen sind vermutlich in kleineren Staffelbrüchen angelegt (hier nicht dargestellt). Nach SE, zum Gebiet des Offenbacher Kaiserlei-Kreisels hin, sind dann oberflächennah die jüngsten Einheiten zu verzeichnen und bilden damit eine Grabenstruktur. Weiter nach SE zu den Kaiser-Friedrich-Quellen hin, liegen die Schichtfolgen der Rosenberg-Subformation (Oberer Rupelton) wieder oberflächennah und somit wieder auf einer Hochfläche. Von Versatzhöhen von mindestens 60 m ist auszugehen.

Insgesamt wird damit deutlich, dass das Hanauer Becken nach der tertiären Sedimentation ein junges tektonisch aktives Gebiet ist, das vermutlich auch mit der Absenkung des in der Nähe gelegenen Oberrheingrabens in Verbindung gebracht werden kann.

Die detaillierte Darstellung der geologischen Situation der unteroligozänen Schichtenfolgen im Frankfurter Osten und Offenbach wäre allerdings ohne die umfangreiche Auswertung der Foraminiferen-Vergesellschaftungen aus diesem Bereich nicht möglich gewesen und zeigt uns den Stellenwert der Paläontologie und Stratigraphie.

Danksagung: Unsern besonderen Dank geht an Jens Dengler (ehem. HLNUG) für die exzellente Auslese der Proben vom Riederwald-Tunnel, Merete Arp (ehem. HLNUG) für die sehr gute und umfangreiche Fotodokumentation am Mikroskop. Für kritische Durchsicht des Manuskripts danken wir herzlich Prof. Dr. K. Grimm (Mainz).

6 Schriftenverzeichnis

- AKÓCSI, B. (2013): Sedimentologische Abfolge des Cyrenenmergels im Hanauer Becken dokumentiert anhand von Bohrungen am Mainhafen in Offenbach a.M. – Unveröff. BSc-Arb., Univ. Frankfurt: 44 S., 20 Abb., 3 Tab., 4 Taf., Anh.; Frankfurt a.M.
- BATJES, D.A.J. (1958): Foraminifera of the Oligocene of Belgium. – *Mémoires de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique*, **143**: 3–188, 11 figs., 4 tabs., 15 maps., 13 pls.; Brüssel.
- BÖTEFÜR, H.J. (2008): Die benthischen Foraminiferen aus dem Oligozän von Malliss (Wanzeberg, Norddeutschland). – *Palaeontos*, **16**: 1–248, 10 Abb., 2 Tabs., 45 Taf.; Antwerpen.
- BOY, J.A., HANEKE, J., KOWALCZYK, G., LORENZ, V., SCHINDLER, T., STOLLHOFEN, H. & THUM, H. (2012): 7.3 Das Rotliegend im Saar-Nahe-Becken, am Taunus-Südrand und im nördlichen Rheingraben. – In: Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.): H. LÜTZNER & G. KOWALCZYK für die Subkommission Perm-Trias: Stratigraphie von Deutschland X. Rotliegend. Teil I: Innervariscische Becken. – *Schr.-R. dt. Ges. Geowiss. (SDGG)*, **61**: 254–377; Hannover.
- CICHA, I., RÖGL, F., RUPP, CH. & CTYROKA, J. (1998): Oligocene-Miocene foraminifera of the Central Paratethys. – *Abh. senckenb. naturforsch. Ges.*, **549**: 1–325, 61 figs., 3 tabs., 79 pls.; Frankfurt a.M.
- DOEBL, F. (1954): Mikrofaunistische Untersuchungen an der Grenze Rupelton-Schleichsand (Mitteloligozän) im Mainzer Becken. – *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **82**: 57–111, 10 Abb., 3 Tab., 1 Taf.; Wiesbaden.
- DOEBL, F. & SONNE, V. (1974): Mikrofauna und -flora des Unteren Meeressandes (Rupel) 1. Sandgrube am Steigerberg bei Wendelsheim (Mainzer Becken) b. Foraminiferen und Nannoplankton. – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **3**: 13–67, 2 Tab., 10 Taf.; Mainz.
- GOLWER, A. (1968): Paläogeographie des Hanauer Beckens im Oligozän und Miozän. – *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **96**: 157–184, 8 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden.
- GRIMM, K.I. (1991): Biostratigraphie, Paläogeographie und Paläoökologie des Fischechiefers (Mittlerer Rupelton/Mitteloligozän) im Mainzer Becken. – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **20**: 249–278, 15 Abb., 2 Taf.; Mainz.
- GRIMM, K.I. (1994): Paläoökologie, Paläogeographie und Stratigraphie im Mainzer Becken, im Oberrheingraben, in der Hessischen Senke und in der Leipziger Bucht während des Mittleren Rupeltons (Fischechiefer / Rupelium / Unteroligozän). – *Mitt. POLLICHA*, **81**: 7–193, 32 Abb., 2 Tab.; Bad Dürkheim.
- GRIMM, K.I. (2002): Foraminiferal zonation of early Oligocene deposits (Selztal-Group, Latdorfian, Rupelian) in the Mainz Basin, Germany. – *J. Micropal.*, **21**: 1–8, 3 figs., 1 pl.; London.

- GRIMM, K.I. & GRIMM, M.C. (2003): Geologischer Führer durch das Mainzer Tertiärbecken. – In: GRIMM, K.I., GRIMM, M.C., NEUFFER, F.O. & LUTZ, H.: Die fossilen Wirbellosen des Mainzer Tertiärbeckens. Teil 1-1. – Mainzer Naturwissenschaftliches Archiv, Bb. **26**: 158 S.; Mainz.
- GRIMM, K.I. & RADTKE, G. (2002): Lithographische Gliederung im Rupelium/Chattium des Mainzer Beckens, Deutschland: Wallau-Subformation („Unterer Rupelton“); Bodenheim-Formation/Selztal-Gruppe. – Geol. Jb. Hessen, **129**: 127–131, 2 Abb.; Wiesbaden.
- GRIMM, K.I. & STEURBAUT, E. (1999): Foraminiferal biofacies analysis of the Boom Clay in the Rupel area (Oligocene, Belgium) and Correlation with the Mainz Basin. – Aardk. Mededel., **11**: 9–20, 5 figs, 3 tabs.; Leuven.
- GRIMM, K.I., GRIMM, M.C., RADTKE, G., KADOLSKY, D., SCHÄFER, P., FRANZEN, J.L., SCHINDLER, T. & HOTTENROTT, M. (2011a): Mainzer Becken. – In: Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.): Stratigraphie von Deutschland IX – Tertiär, Teil 1: Oberrheingraben und benachbarte Tertiärgebiete. – Schr.-R. dt. Ges. Geowiss. (SDGG), **75**: 133–210, 8 Abb.; Hannover.
- GRIMM, K.I., GRIMM, M.C. & SCHINDLER, T. (2000): Lithostratigraphische Gliederung im Rupelium/Chattium des Mainzer Beckens, Deutschland. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **218** (3): 343–397, 4 Abb.; Stuttgart.
- GRIMM, M.C., WIELANDT-SCHUSTER, U., HOTTENROTT, M., GRIMM, K.I. & RADTKE, G. (2011b): Oberrheingraben. – In: Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.): Stratigraphie von Deutschland IX – Tertiär, Teil 1: Oberrheingraben und benachbarte Tertiärgebiete. – Schr.-R. dt. Ges. Geowiss. (SDGG), **75**: 57–132, 7 Abb.; Hannover.
- KINKELIN, F. (1885): Senkungen im Gebiet des Untermainthales unterhalb Frankfurts und des Unterniedthales. – Ber. senckenb. naturforsch. Ges., **1885**: 235–258, 4 Abb.; Frankfurt a.M.
- KOWALCZYK, G. (2021): Rotliegend (Kap. 3.9). – In: Hessisches Landesamt für Naturschutz, Umwelt und Geologie (Hrsg.): Geologie von Hessen: 139–176, 23 Abb.; Stuttgart (Schweizerbart).
- KOWALCZYK, G. & HERBST, A. mit einem Beitrag von H. HEGGEMANN (2012): 7.4 Rotliegend in den hessischen Becken. – In: Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.; Koordination und Redaktion: H. LÜTZNER & G. KOWALCZYK für die Subkommission Perm-Trias): Stratigraphie von Deutschland X. Rotliegend. Teil I: Innervassische Becken. – Schr.-R. dt. Ges. Geowiss. (SDGG), **61**: 378–417, 12 Abb.; Hannover.
- KÜMMERLE, E. (1963): Die Foraminiferenfauna des Kasseler Meeresandes (Oberoligozän) im Ahnetal bei Kassel. – Abh. hess. L.-Amt Bodenforsch., **45**: 1–72, 1 Abb., 2 Tab., 11 Taf.; Wiesbaden.
- KÜMMERLE, E. (1983): Der „Meereskalk“ (Mitteloligozän) von Frankfurt am Main – Offenbach – Bad Vilbel. – Geol. Jb. Hessen, **111**: 203–217, 1 Taf.; Wiesbaden.
- KÜMMERLE, E. & HÜHNER, G. (1994): Geologie des Stadtgebietes von Offenbach a.M. – Karte 1: Abgedeckte Geologische Karte 1:25 000 mit Text; Wiesbaden.
- KÜMMERLE, E. & RADTKE, G. (2001): Mit dem Main durch Frankfurt – ein geologischer Stadtpaziergang. – Jb. nass. Ver. Naturkd., **122**: 5–21, 12 Abb.; Wiesbaden.
- KÜMMERLE, E. & RADTKE, G. (2012): Die Fossilien des Tertiärmeeres im Hanauer Becken. – Jber. Wett. Ges. ges. Naturkunde (Jubiläumsband), **162**: 59–77, 21 Abb., 1 Tab.; Hanau.
- KÜMMERLE, E. & SEIDENSCHWANN, G. (1993): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Hessen 1:25 000, Bl. 5818 Frankfurt a.M. Ost. – 3. Aufl., 308 S., 31 Abb., 36 Tab., 3 Beibl.; Wiesbaden.
- LANG, S. (2007): Die geologische Entwicklung der Hanau-Seligenstädter Senke (Hessen, Bayern). – Diss. TU Darmstadt, FB Material- und Geowissensch.: 97 S.; Darmstadt. (<http://elib.tu-darmstadt.de/diss/000782/>)
- MARELL, D. (1989): Das Rotliegende zwischen Odenwald und Taunus. – Geol. Abh. Hessen, **89**: 128 S., 57 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden.
- MARTINI, E. & RADTKE, G. mit einem Beitr. von SCHILLER, W. (2011): Hanauer Becken. – In: Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.): Stratigraphie von Deutschland IX – Tertiär, Teil 1: Oberrheingraben und benachbarte Tertiärgebiete. – Schr.-R. dt. Ges. Geowiss. (SDGG), **75**: 225–302, 2 Abb., 5 Tabs.; Hannover.
- MEHRNUSCH, M. (1987): *Bolivina beyrichi* Reuss (Foraminifera) und ihre ökotypischen Varianten im Oligozän Europas. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1987** (11): 667–678, 2 Abb.; Stuttgart.
- MORDZIOL, C. (1911): Geologischer Führer durch das Mainzer Tertiärbecken. – Slg. Geol. Führer, **16**: 167 S.; Berlin.
- MÜLLER, H. (1996): Das Permokarbon im nördlichen Oberrheingraben. Paläogeographische und strukturelle Entwicklung des permokarbonen Saar-Nahe-Beckens im nördlichen Oberrheingraben. – Geol. Abh. Hessen, **99**: 85 S., 30 Abb., 3 Tab., 5 Taf.; Wiesbaden.
- MURRAY, J.W. (2006): Ecology and Applications of Benthic Foraminifera. – 438 pp., Cambridge (Cambridge University Press).
- PIPPÉRR, M. (2011): Characterisation of Ottnangian (middle Burdigalian) palaeoenvironments in the North Alpine Foreland Basin using benthic foraminifera – A review of the Upper Marine Molasse of southern Germany. – Mar. Micropal., **79** (3/4): 80–99, 7 figs., 7 tabs.; Amsterdam.
- PIPPÉRR, M. & REICHENBACHER, B. (2010): Foraminifera from the borehole Altdorf (SE Germany): proxies for Ottnangian (early Miocene) palaeoenvironments of the Central Paratethys. – Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., **289**: 62–80, 6 figs., 7 tabs.; Amsterdam.
- PIRKENSEER, C., SPEZZAFERRI, S. & BERGER, J.-P.: (2010): Palaeoecology and biostratigraphy of the Paleogene Foraminifera from the southern Upper Rhine Graben and the influence of reworked planktonic Foraminifera. – Palaeontographica, (A) **293**: 1–93; 25 figs., 1 tab., 18 pls., 1 app.; Stuttgart.
- RADTKE, G. (2012a): Geologische Karte des Hanauer Beckens. – Poster zur Ausstellung Tertiär – das bunte, bewegte Zeitalter, Goldschmiedehaus Hanau.
- RADTKE, G. (2012b): Stratigraphie und Paläogeographie im Hanauer Beckens. – Poster zur Ausstellung Tertiär – das bunte, bewegte Zeitalter, Goldschmiedehaus Hanau.
- RADTKE, G. (2014): Geologische Stadtkarte Frankfurt a.M. und Umgebung. – GeoFrankfurt 2014 – Dynamik des Systems Erde, 21.–24. Sep. 2014, Univ. Frankfurt, Frankfurt a.M.
- RADTKE, G. (2021): Hanauer Becken (Kap. 5.1.2.1). – In: Hessisches Landesamt für Naturschutz, Umwelt und Geologie (Hrsg.): Geologie von Hessen: 330–347, 10 Abb., 1 Tab.; Stuttgart (Schweizerbart).
- RADTKE, G., GRIMM, K., GRIMM, M. & WIELANDT-SCHUSTER, U. (2018): Rheingrabensystem (Kap. 2.3). – In: JANSSEN, R., DOPPLER, G., GRIMM, K., GRIMM, M., HAAS, U., HISS, M., KÖTHE, A., RADTKE, G., REICHENBACHER, B., SALAMON, M., STANDKE, G., TEIPEL, U., THOMAS, M., UFFENORDE, H., WIELANDT-SCHUSTER, U. & Subkommission Tertiär-Stratigraphie. – Das Tertiär in der Stratigraphischen Tabelle von Deutschland 2016. – Z. Dt. Ges. Geowiss., **169/2**: 278–283; Hannover.
- RADTKE, G. & KÜMMERLE, E. (2010): Geologische Karte Stadt Frankfurt a.M. – Jahresbericht 2009 des HLU: 115–121, 7 Abb.; Wiesbaden.
- REISER, H. (1987): Die Foraminiferen der bayerischen Oligozän-Molasse Systematik Stratigraphie und Paläobathymetrie. – Zitteliana, **16**: 3–131, 25 Abb., 19 Taf.; München.

- REUSS, A.E. (1863): Beiträge zur Kenntniss der tertiären Foraminiferen-Fauna (Zweite Folge). – III. Die Foraminiferen des Septarienthones von Offenbach. – Sitzungsber. mathe.-naturw. Cl. kais. Akad. Wissenschaften, **48** (1): 36–71, 5 Taf.; Wien.
- ROTHAUSEN, K. & SONNE, V. (1984): Mainzer Becken. – Slg. Geol. Führer, **79**: 203 S., 21 Abb., 3 Tab., 47 Taf.; Stuttgart (Borntraeger).
- SANDBERGER, F. (1853): Untersuchungen über das Mainzer Tertiärbecken und dessen Stellung im geologischen Systeme. – 91 S.; Wiesbaden.
- SANDBERGER, F. (1858–63): Die Conchylien des Mainzer Tertiärbeckens. – 458 S., 35 Taf., Taf.-Bd.; Wiesbaden (Kreidel).
- SCHÄFER, P. (2012): Mainzer Becken. Stratigraphie – Paläontologie – Exkursionen. – 2. Aufl., Slg. Geol. Führer, **79**: 333 S., 21 Abb., 14 Tab., 20 Taf., 44 Fot.; Stuttgart (Borntraeger).
- SCHÄFER, P. & KUHN, W. (2004): Mikropaläontologische und lithologische Abgrenzungskriterien zwischen Oberem Rupelton [= Rosenberg-Subformation] und „Schleischsand“ [= Stackeden-Formation] im Rupelium (Tertiär) des Mainzer Beckens. – Mainzer geowiss. Mitt., **32**: 139–178, 5 Abb., 2 Tab., 2 Taf.; Mainz.
- SCHMIDT, L. (2021): Biostratigraphische Untersuchungen im Oligozän am Bohrkern GT5 vom Quartier Kaiserlei (Hanauer Becken). – Unveröff. Master-Arbeit Univ. Frankfurt a.M.
- SONNE, V. (1988): Oberer Rupelton, Schleischsand (Rupel) und Cyrenmergel (tiefes Chatt) im Mainzer Becken: Können sie mikropaläontologisch definiert werden? – Mainzer geowiss. Mitt., **17**: 19–30, 2 Abb., 1 Tab.; Mainz.
- SPANDEL, E. (1892): Mitteilungen über neue Aufschlüsse von Erdschichten längs des Mains bei Offenbach und über die Gliederung des Meeresthones daselbst. – Ber. Offenb. Ver. Naturk., **29–32**: 213–240; Offenbach a.M.
- SPANDEL, E. (1909): Der Rupelton des Mainzer Beckens, seine Abteilungen und deren Foraminiferen-Fauna sowie einige weitere geologisch-paläontologische Mitteilungen über das Mainzer Becken. – Ber. Offenb. Ver. Naturkde., **43–50**: 57–230, 2 Taf.; Offenbach a.M.
- STREIM, T. (1989): Stratigraphische und tektonische Beiträge zum Quartär, Tertiär und Rotliegenden von Bad Vilbel und des Nordostens von Frankfurt am Main. – Unveröff. Dipl.-Arb., Univ. Darmstadt: 447 S., 38 Abb., 36 Tab., 2 Kt., 5 Prof. auf Taf.; Darmstadt.
- TRIEBEL, E. (1963): Mikrofossilien aus dem Untergrund der Stadt Frankfurt a.M. – Natur Museum, **93** (6): 209–221, 39 Abb.; Frankfurt a.M.
- VOLK, C. (1956): Die Foraminiferen des Rupeltons des Mainzer Beckens. – Diss. Univ. Frankfurt a.M., 180 S.; Frankfurt a.M.
- WENZ, W. (1921): Das Mainzer Becken und seine Randgebiete. – 352 S., 518 Abb., 41 Taf.; Heidelberg (Ehrig).

Anhang

Artenliste Foraminiferen

In den Bohrungen Riederwald-Tunnel (BG 1-1 und BG 5-7) sowie in den Bohrungen Kaiserlei (BK 18a/15 und GT 5) wurden folgende Foraminiferenarten gefunden (s. auch Taf. 1–3).

Foraminiferenarten	Stratigraphie	Häufigkeit	Vorkommen
Planktonische Foraminiferen			
<i>Globigerina</i> spp., <i>G. praebulloides</i> BLOW 1959 u.a.		○	
cf. <i>Chiloguembelina</i> spp.		○	RWT
Agglutinierende benthische Foraminiferen (Sandschaler)			
<i>Bathysiphon</i> sp.		○○	RWT
<i>Ammodiscus incertus</i> (D'ORBIGNY 1839)	D	○	
<i>Reticulophragmium acutidorsatum</i> (HANTKEN 1868)	D	●●	
<i>Reticulophragmium? acutidorsatum exigua</i> (SCHRODT 1893)	D	●●●	
<i>Reticulophragmium rotundidorsatum</i> (HANTKEN 1875)	D	○	
<i>Sabellovoluta humboldti</i> (REUSS 1851)	W-Sbfm		
<i>Ammobaculites</i> cf. <i>agglutinans</i> (D'ORBIGNY 1846)	W-Sbfm		
<i>Spiroplectinella carinata</i> var. <i>carinata</i> (D'ORBIGNY 1846)	W-Sbfm		
<i>Spiroplectinella carinata</i> var. <i>attenuata</i> (REUSS 1851)	v.a. Ro-Sbfm	●●	
<i>Spiroplectinella carinata</i> var. <i>intermedia</i> (SPANDEL 1909)	v.a. Ro-Sbfm		
<i>Spiroplectinella deperdita</i> (D'ORBIGNY 1846)	D	○	
<i>Karreriella chilostoma</i> (REUSS 1852)	W-Sbfm		
<i>Karreriella siphonella</i> (REUSS 1851)	W-Sbfm		
Benthische Foraminiferen – Miliolina (Porzellanschaler)			
<i>Cornuspira involvens</i> (REUSS 1850)	D	○	
<i>Cornuspira polygyra</i> REUSS 1863	(Ro-Sbfm)		LB 18235
<i>Spiroloculina</i> sp.	W-Sbfm	○	
<i>Spirosigmoilina tenuis</i> (CŽIŽEK 1848)	(Ro-Sbfm)		LB 18234
<i>Quinqueloculina impressa</i> REUSS 1851	v.a. Ro-Sbfm		
<i>Quinqueloculina</i> spp.	D		
<i>Triloculina</i> spp.	D	○	
<i>Biloculinella globulus</i> (BORNEMANN 1855)		○○	
Benthische Foraminiferen – Hyaline Kalkschaler			
<i>Lagena hispida</i> REUSS 1863	D	○	
<i>Lagena striata</i> (D'ORBIGNY 1839)	D	○	
<i>Lagena gracilicosta</i> REUSS 1863	D	○○	
<i>Favulina hexagona</i> (WILLIAMSON 1848)	D	○○	
<i>Lenticulina</i> spp. (diverse Arten, s. REUSS 1863)	D	●●	
<i>Saracenaria</i> spp.	D	○	
<i>Vaginulinopsis</i> sp.		○○	
<i>Hemirobulina pediformis</i> (BORNEMANN 1855)		○○	
<i>Lankesterina</i> sp., ? <i>L. frondicularoides</i> (SPANDEL 1909)		nur 1x	LB 18249

Häufigkeit und Verbreitung: W-Sbfm = Wallau-Subformation (Unterer Rupelton); H-Sbfm = Hochberg-Subformation (Mittlerer Rupelton); Ro-Sbfm = Rosenberg-Subformation (Oberer Rupelton); Ü = „Übergangszone“ (basale Cyrenenmergel-Gruppe, „Schleischsand“); D = Durchläufer; RWT = nur in den Riederwald-Tunnel-Bohrungen.

Foraminiferenarten	Stratigraphie	Häufigkeit	Vorkommen
Benthische Foraminiferen – Hyaline Kalkschaler			
<i>Fissurina</i> spp.		○	
<i>Globulina gibba</i> D'ORBIGNY 1846	D	●●	
<i>Globulina minuta</i> (ROEMER 1838)	D	●●	
<i>Guttulina communis</i> (D'ORBIGNY 1826) + <i>Guttulina</i> spp.	D	●●	
<i>Pyrulina fusiformis</i> (ROEMER 1838) + <i>Pyrulina</i> spp.	v.a. Ro-Sbfm+Ü		
<i>Glandulina</i> sp.	D	○	
<i>Dentalina globifera</i> REUSS 1856	D	○	
<i>Dentalina retrorsa</i> REUSS 1863	v.a. Ro-Sbfm		
<i>Laevidentalina emaciata</i> (REUSS 1851)	D	○	
<i>Laevidentalina elegans</i> (D'ORBIGNY 1846)	D	○	
<i>Laevidentalina inornata</i> (D'ORBIGNY 1846)	D	○	
<i>Nodosaria soluta</i> (REUSS 1855)	D	○	
<i>Siphonodosaria ewaldi</i> (REUSS 1851)	D, H-Sbfm	●●	
" <i>Nodosaria</i> " + " <i>Dentalina</i> " sp. indet.	D		
<i>Bolivina beyrichi</i> REUSS 1851	D	●●●	
<i>Bolivina melettica</i> ANDREAE 1884	D	○	
<i>Bolivina</i> spp.	D		
<i>Loxostomum minutissimum</i> (SPANDEL 1909)		○	RWT
<i>Turrilina alsatica</i> ANDREAE 1884	v.a. H-Sbfm		RWT
<i>Bulimina alsatica</i> CUSHMAN & PARKER 1937		○○	
<i>Bulimina</i> spp.	D	○	
<i>Fursenkoina mustoni</i> (ANDREAE 1884)		○○	
<i>Angulogerina</i> (? <i>Trifarina</i>) <i>angulosa</i> (WILLIAMSON 1858)	D		
<i>Angulogerina</i> (? <i>Trifarina</i>) <i>globosa</i> (STOLTZ 1925)	D		
<i>Angulogerina</i> (? <i>Uvigerina</i>) <i>gracilis</i> (REUSS 1851)	D		
<i>Angulogerina</i> (? <i>Uvigerina</i>) <i>muralis</i> (TERQUEM 1882)	D		
<i>Protelphidium</i> ? <i>nonioninoides</i> (ANDREAE 1884)		○	
<i>Melonis affinis</i> (REUSS 1851)	v.a. Ro-Sbfm+Ü		
<i>Melonis</i> sp.	D	○	
<i>Pullenia bulloides</i> (D'ORBIGNY 1846)	D	○ – ●	
<i>Pullenia quinqueloba</i> (REUSS 1851)	D	○	
<i>Sphaeroidina variabilis</i> REUSS 1851	D	●●	
<i>Nonionella</i> sp.	v.a. Ro-Sbfm+Ü		
<i>Globocassidulina crassa</i> (D'ORBIGNY 1839)		○ – ●●	RWT
<i>Eponides pygmaeus</i> (HANTKEN 1875) + cf. <i>Eponides</i>	D	●	RWT
<i>Cancris turgidus</i> CUSHMAN & TODD 1942		○○	
<i>Quadriformina petrolei</i> (ANDREAE 1884)		○○	
<i>Hansenisca soldanii</i> (D'ORBIGNY 1826)	D	●●	
<i>Gyroidinoides girardanus</i> (REUSS 1851)	v.a. Ro-Sbfm	○	
<i>Gyroidinoides mamillatus</i> (ANDREAE 1884)	Ro-Sbfm	○	
<i>Rotaliatina offenbachensis</i> (SPANDEL 1909)	Ro-Sbfm		RWT
<i>Heterolepa dutemplei</i> (D'ORBIGNY 1948)	nur W-Sbfm		
<i>Cibicidoides tenellus</i> (REUSS 1865)	D	○	
<i>Cibicidoides oligocenicus</i> (SAMOYLOVA 1946)	D	○	
<i>Cibicidoides ungerianus</i> (D'ORBIGNY 1846)	v.a. Ro-Sbfm	●●	
<i>Cibicides lobatulus</i> (WALKER & JACOB 1798)	D	○	

○ ○ sehr selten ○ selten ● nicht selten ●● häufig ●●● sehr häufig

