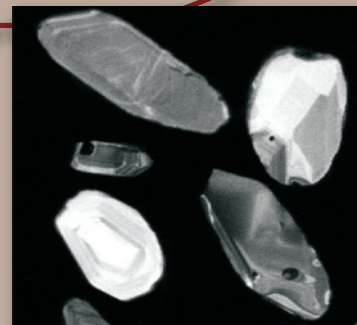


Carl-Heinz Friedel und Bernd Leiss (Hg.)

Harzgeologie 2016

5. Workshop Harzgeologie

Kurzfassungen und Exkursionsführer



Universitätsverlag Göttingen

Carl-Heinz Friedel und Bernd Leiss (Hg.)
Harzgeologie 2016

This work is licensed under a [Creative Commons Attribution-ShareAlike 4.0 International License](https://creativecommons.org/licenses/by-sa/4.0/).



erschienen als Band 78 der Reihe „Göttingen Contributions to Geosciences“
im Universitätsverlag Göttingen 2016

Carl-Heinz Friedel und Bernd Leiss (Hg.)

Harzgeologie 2016

5. Workshop Harzgeologie
Kurzfassungen und Exkursionsführer

Göttingen Contributions to Geosciences
Volume 78



Universitätsverlag Göttingen
2016

Bibliographische Information der Deutschen Nationalbibliothek

Die Deutsche Nationalbibliothek verzeichnet diese Publikation in der Deutschen Nationalbibliographie; detaillierte bibliographische Daten sind im Internet über <http://dnb.dnb.de> abrufbar

Der Druck des vorliegenden Bandes wurde freundlicherweise gefördert durch:

Fakultät für Geowissenschaften und Geographie der Georg-August Universität Göttingen

Editors

Prof. Dr. Joachim Reitner, Professor Dr. Andreas Pack, Dr. Alexander Gehler
Geowissenschaftliches Zentrum, Georg-August-Universität Göttingen
Goldschmidtstr. 1-5
D-37077 Göttingen

E-Mails: jreitne@gwdg.de, apack@gwdg.de, agehler@gwdg.de

Technical Editor:

Dipl.-Geol. Tanja R. Stegemann

Dieses Buch ist auch als freie Onlineversion über die Homepage des Verlags sowie über den Göttinger Universitätskatalog (GUK) bei der Niedersächsischen Staats- und Universitätsbibliothek Göttingen (<http://www.sub.uni-goettingen.de>) erreichbar. Es gelten die Lizenzbestimmungen der Onlineversion.

Layout: Cornelia Hundertmark

Cover: Carl-Heinz Friedel, Christine Hoffmann, Bernd Leiss

Coverabb.:

- oben: Goniatitenkalk, Unterkarbon, Tagebau Winterberg (s. Beitrag H. Knappe)
- Mitte links: Grauwackesteinbruch nahe der B 242 (s. Beitrag Chr. Hoffmann, Stopp 3)
- Mitte rechts: Überblick über den Tagebau Winterberg (Felswerke GmbH, s. Beitrag H. Knappe et al., Stopp 5)
- unten: Kathodolumineszenzbilder detritischer Zirkone (s. Beitrag G. Meinhold et al.)

© 2016 Universitätsverlag Göttingen

<http://univerlag.uni-goettingen.de>

ISBN: 978-3-86395-292-1

ISSN: 2199-1324

DOI <http://dx.doi.org/10.3249/978-3-86395-292-1>

Inhalt

Vorwort	
Carl-Heinz Friedel und Bernd Leiss	7
Kurzfassungen	
Lithologie und Lebewelt des Fächer- und Playa-Systems der Mittelpermischen Hornburg-Formation (Sachsen-Anhalt)	
Daniel Falk , Joerg W. Schneider , Ute Gebhardt und Bodo-C. Ehling	9
Spätpleistozäne bis holozäne Tektonik an der Harznordrand-Störung bei Benzingerode (Sachsen-Anhalt)	
Hans Joachim Franzke , Norbert Hauschke und Meinolf Hellmund	13
Einordnung der Nordranddioritzzone in den magmatischen Kontext des Brockenmassivs	
Christopher Heilmann , Romain Bousquet und Erik Duesterhoeft	19
Paläozoische Karststrukturen im Riffkalkstein von Iberg und Winterberg bei Bad Grund (Westharz, Niedersachsen)	
Hartmut Knappe	25
Das Rhenohercynikum als geothermischer Erkundungshorizont im Raum Göttingen	
Bernd Leiss , Carl-Heinz Friedel , Till Heinrichs , David C. Tanner , Axel Vollbrecht , Bianca Wagner und Klaus Wemmer	31
Neue Daten zur Zusammensetzung, zum Alter und zur Herkunft paläozoischer Sandsteine im Ostharz	
Guido Meinhold , Thorsten Igers , Klaus Wemmer , Carl-Heinz Friedel , Kersten Löwen und Jasper Berndt	33
Diapirismus und Doming von Sulfat-Gesteinen (Zechstein, Harz)	
Josef Paul	37
Detachment-depth prediction and isostatic restoration of the Cretaceous uplift of the Harz Mountains, North Germany	
David C. Tanner und Charlotte M. Krawczyk	41
Die oberkretazische Heraushebung des Harzes: Thermo-chronologische und sedimentgeologische Daten	
Hilmar von Eynatten , István Dunkl , Manfred Brix , Veit-Enno Hoffmann , Matthias Raab , Stuart N. Thomson und Thomas Voigt	47
Magnetic fabrics and emplacement of the Rhenohercynian Brocken-Pluton in the Harz Mountains, Northern Germany	
Maximilian Zundel , Carl-Heinz Friedel und Jens Grimmer	49
Radiometrische Datierung detritischer Zirkone aus dem „Hüttenröder Olisthostrom“ bei Königshütte (Blankenburger Zone, Mittelharz)	
Maren Zweig , Mandy Hofmann und Ulf Linnemann	53

Exkursionsführer

Stopp 1: Grauwacken-Gänge im Kulm-Kieselschiefer des Gegentals an der Innerstetalsperre im Oberharz

Henning Zellmer..... 65

Stopp 2: Gefalteter unterkarbonischer Kieselschiefer am Bielstein nördlich Lautenthal (Innerstetal)

Bianca Wagner, Bernd Leiss und David C. Tanner..... 69

Stopp 3: Charakteristische Merkmale klastischer Sedimente in Turbiditen innerhalb der Clausthaler Kulmfaltenzone

Christine Hoffmann..... 79

Stopp 4: Schichtgebundene Deformationsstrukturen in der Kulmgrauwacke des Oberharzes (Bundesstraße 242)

Carl-Heinz Friedel und Christine Hoffmann..... 85

Stopp 5: Das Iberger Riff im Harz – Riff-/Postriffentwicklung und Tektonik (Tagebau Winterberg, Fels-Werke GmbH)

Hartmut Knappe, Carl-Heinz Friedel und Stefan Löbens..... 91

Stopp 6: Wildflysch versus tektonische Mélange – Gefügemerkmale und Interpretation der Odertalmélange (Südharz, Odertalsperre/Bad Lauterberg)

Carl-Heinz Friedel, Carl Santelmann, Bernd Leiss, Bianca Wagner und Maren Zweig..... 99

Stopp 7: Gefüge und Genese der Scharzfelder Mélange (Scharzfeld, am Dolomitwerk)

Carl-Heinz Friedel..... 111

Vorwort

Carl-Heinz Friedel¹ & Bernd Leiss²

¹Karl-Marx-Str. 56, 04158 Leipzig;

Email: chfriedel@gmx.de

²Abt. Strukturgeologie und Geodynamik, Geowissenschaftliches Zentrum der Universität Göttingen, Goldschmidtstr. 3, 37077 Göttingen;

Email: bleiss1@gwdg.de

Göttingen
Contributions to
Geosciences
www.gzg.uni-goettingen.de

78: 7

2016

Zum fünften Mal findet der Workshop “Harzgeologie” statt. Vor fast 15 Jahren startete diese Vortrags- und Exkursionsveranstaltung mit dem Ziel, über die Aktivitäten unterschiedlicher Institutionen auf dem Gebiet der Geologie des Harzes und seines Umlandes zu informieren, die beteiligten Fachleute auf diese Weise zusammenzuführen und Impulse für zukünftige Arbeiten zu geben. Auch dieses Mal gelang es, ein anspruchsvolles Programm zusammenzustellen. Dafür allen Beteiligten herzlichen Dank. Das Themenspektrum des Workshops ist breit gefächert. Er bietet damit einen guten Überblick über den aktuellen Stand der “Harzforschung” in unterschiedlichen Fachgebieten.

Die Themen der Vorträge und der Exkursion belegen, dass die Geologie des Harzes und seines Umfeldes nach wie vor offene Fragen und Probleme bereithält, aber ebenso interessante Ergebnisse liefert, die Anregungen geben, über bestehende Auffassungen nachzudenken und nach neuen Antworten zu suchen. Erfreulich ist, dass zunehmend neue Methoden und Betrachtungsweisen zur Anwendung kommen. Das betrifft strukturgeologische, wie geochemische und lithofazielle Untersuchungen. Insbesondere die Fortschritte in der radiometrischen Datierung erbringen derzeit neuartige Befunde, die zur Lösung bislang noch ungeklärter Fragen beitragen können und wieder stärker die großräumigen Zusammenhänge in den Vordergrund stellen.

Die Beiträge zum Workshop (Kurzfassungen und Exkursionsführer) erscheinen dieses Mal in den *Göttingen Contributions to Geosciences* als Band 78. Der Band wird nach Veröffentlichung auch Open Access verfügbar sein. Den Herausgebern dieser Zeitschrift am Geowissenschaftlichen Zentrum der Georg-August-Universität Göttingen sei für diese Möglichkeit zur Publikation herzlich gedankt. Besonderer Dank gebührt der Fakultät für Geowissenschaften und Geographie für ihre finanzielle Unterstützung. Wir danken außerdem Frau T. R. Stegemann für die redaktionelle Übertragung der Beiträge in die *Göttingen Contributions to Geosciences*.

Cite this article: Friedel, C.-H. & Leiss, B. (2016): Vorwort. In: Friedel, C.-H. & Leiss, B. (Hg.): Harzgeologie 2016. 5. Workshop Harzgeologie – Kurzfassungen und Exkursionsführer. *Göttingen Contributions to Geosciences* 78: 7.

http://dx.doi.org/10.3249/978-3-86395-292-1_1

Lithologie und Lebewelt des Fächer- und Playa-Systems der Mittelpermischen Hornburg-Formation (Sachsen-Anhalt)

Daniel Falk^{1,2*}; Joerg W. Schneider^{2,3}; Ute Gebhardt¹ & Bodo-C. Ehling⁴

¹Staatliches Museum für Naturkunde Karlsruhe, Erbprinzenstr. 13, D-76133 Karlsruhe;
Email: daniel.falk.email@gmail.com

²TU Bergakademie Freiberg, Geologisches Institut, D-09599 Freiberg;

³Kazan Federal University, RU-Kazan 42008, Russland;

⁴Landesamt für Geologie und Bergwesen Sachsen-Anhalt, D-06118 Halle/S.

* corresponding author

Göttingen
Contributions to
Geosciences
www.gzg.uni-goettingen.de

78: 9-12, 2 Abb.

2016

Die Mittelpermische Hornburg-Formation am Hornburger Sattel (Sachsen Anhalt) wurde in einem kleinen Playa-Becken südlich des Mega-Playa-Systems der Norddeutsch-Polnischen Senke (Southern Permian Basin) abgelagert (Gebhardt 2011; Gebhardt & Lützner 2012). Dieses riesige Becken ist fast ausschließlich durch Bohrungen erschlossen, sodass Fossilfunde relativ rar blieben (Schneider et al. 1995). Die Übertage-Aufschlüsse der Hornburg-Formation am Hornburger Sattel weisen dagegen eine deutlich höher diverse Fossilführung auf (Ehling & Gebhardt 2012). Eine umfassende Analyse von Bio- und Lithofaziesmustern fehlte jedoch bisher; sie wird hier zusammengefasst vorgelegt.

Die Hornburg-Formation setzt sich aus zwei Fining-Up-Megazyklen zusammen, die aus sechs Lithofaziestypen bestehen: Der untere Zyklus beginnt mit dem Unteren Quarzitkonglomerat Member (1), gefolgt vom Blankenheim Sandstein Member (2), (Abb. 1). Der obere Zyklus beinhaltet in aufsteigender Reihenfolge: Das Obere Quarzitkonglomerat Member (3), das Rundkörniger Sandstein Member (4), das Feinkörniger Sandstein Member (5) und das Blätterton Member (6), (Abb. 2).

(1) stellt Schuttstrom-dominierte, progradierende Fächerablagerungen dar, während (2) als laterales und vertikales Äquivalent zu (1) im Sinne beckenwärtiger sandiger Schlammebenen (sandy mudflat)-Ablagerungen anzusehen ist. (3) beschreibt ein neues progradierendes Fächersystem, welches von groben Schichtfluten und eingeschalteten bimodalen Sandsteinen dominiert wird. Letztere stellen die Ablagerungen von auf dem Fächer verlaufenden Strömungsrinnen (stream channels) mit vermutlich überkritischem Niederschlagsabfluss dar. (4) bezeichnet einen bimodalen Sandstein, der als zum Teil durch hyperkonzentrierte Ströme aufgearbeitete, primär durch vorrangig äolischen Transport (Saltation) abgelagerte Sandebenen-Ablagerung interpretiert werden kann. Ob er als distales Äquivalent von (3) zu sehen ist, bleibt fraglich. (5) repräsentiert lokal begrenzte, primär äolische Ablagerungen (Dünen), die fluviatil umgelagert wurden. Diese werden von (6) überlagert, den feinlaminierten Ton- und Siltsteinen eines Playa-See- und Tümpel-Systems. Über zwei Meter tiefe Trockenrisse, Halitpseudomorphosen und Residualhorizonte zeigen trockene klimatische Bedingungen mit hoher Evaporationsrate an.

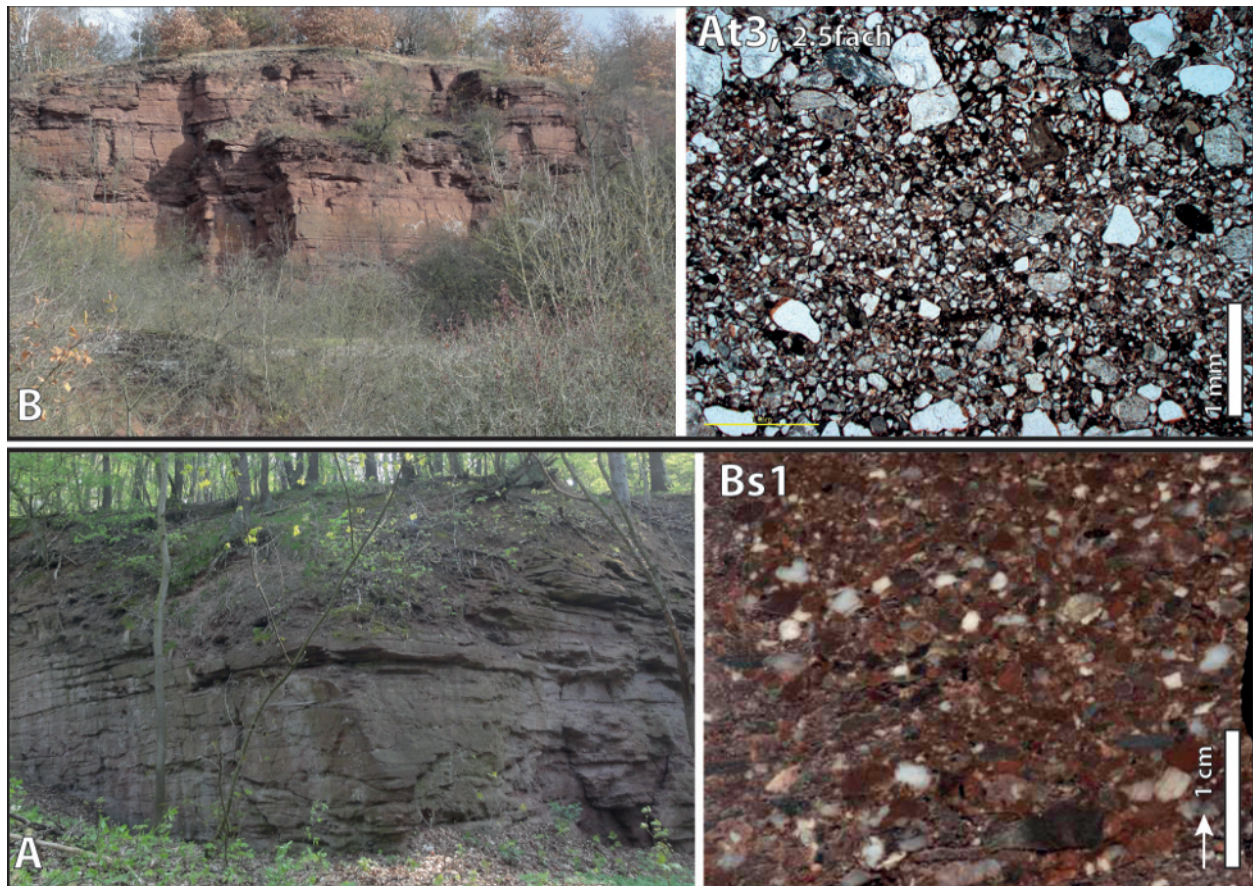


Abb. 1: Unterer Fining-Up-Zyklus der Hornburg-Formation. **(A)** Unteres Quarzitkonglomerat-Member, Straßenaufschluss Bornstedt-Schmalzerode, quarzreiche Fanglomerate mit Anteil an Vulkanitgeröllen <20% (Anschluss At3); **(B)** Blankenheim Sandstein-Member, Kuhfasstal/Ackertal Süd, “Schlammstein” mit je 1/3 tonigen, siltigen und sandigen Komponenten, schlecht sortiert (Dünnschliff Bs1), charakteristisch sind honiggelbe Quarze.

Die Sedimente der Hornburg-Formation wurden folglich unter semiaridem bis aridem Klima, eventuell monsunal geprägt, während der Wordium/Capitanium Feuchtphase und dem Übergang zur Capitanium/Wuchiapingium Trockenphase abgelagert.

Die Playa-Sedimente weisen eine relativ reiche Fossilführung auf, die mit einer systematischen Grabung im offenen Steinbruch “Wolferode Süd” sowie dem Schurf “Konberg Ost” nahe der Stadt Eisleben erfasst wurde. Einige Spurenfossilien (Arthropoden-, Tetrapodenfährten sowie Hydromedusenabdrücke) aus der Sammlung des Museums für Naturkunde Magdeburg (MfN) wurden ebenfalls in die Auswertungen mit einbezogen.

Die Fossilführung der Blättertone ist durch *Medusina limnica* (Müller 1978) (Hydromeduse) und Strukturen mikrobieller Matten geprägt und gibt eine trockene See- und Tümpelfazies wider. Vereinzelt finden sich Conchostraken (*Pseudestheria graciliformis*, Martens 1983). Häufig sind Arthropodenfährten. Walter (1983) beschrieb aus den Blättertonen über 21 Fährtenarten. Tetrapoden werden durch sechs verschiedene Trittsiegelmorphologien und Schwimmfährten repräsentiert. Die Erhaltung ist meist schlecht. Eine Bestimmung war nur für *?Dromopus lacertoides* (Geinitz) (Haubold 1971) möglich. Ferner konnten pa-

läoökologische Wechselbeziehungen innerhalb dieser “Dry-Red-Bed-Fauna” sowie potentielle, auf den Mikrobenmatten basierende Nahrungsketten erkannt werden.

Das geologische Normalprofil der Hornburg-Formation wurde aus den Übertage-Aufschlüssen des Hornburger Sattels entwickelt und kann beckenweit mit drei Bohrungsprofilen der Saale-Senke korreliert werden (Bottendorf 1/61, Hornburg 1/61, Strenz 1/62).

Insgesamt bilden die Ablagerungen der Hornburg-Formation ein komplettes Fächer- und Playa-System, dessen klimatische Bedingungen und Lebewelt ab. Derartige Systeme sind im Perm Europas zwar weit verbreitet aber noch wenig untersucht.

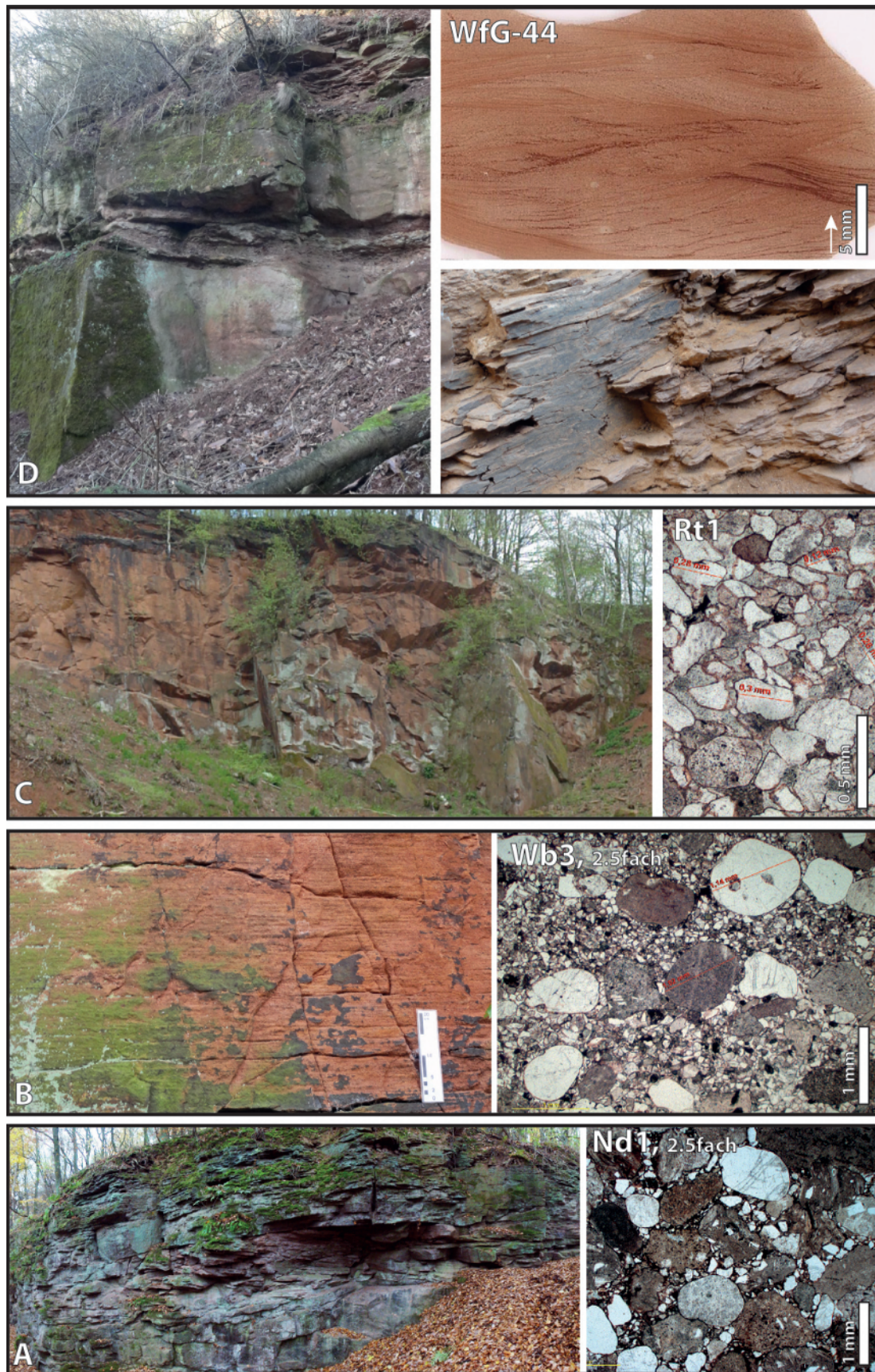


Abb. 2: Oberer Fining-Up-Zyklus der Hornburg-Formation. **(A)** Oberes Quarzitkonglomerat-Member, Steinbruch Dockhorn (Neckendorfer Grund), Fanglomerate (quarzreich, Anteil an Vulkaniten <40%, Dünnschliff Nd1) und Grobsandsteine, teilweise in Schrägschichtung; **(B)** Rundkörniger Sandstein-Member, Steinbruch Wickenberg (Hornburg), Fein- bis Grobsandstein, bimodal, ideal gerundete Quarzkörner (Dünnschliff Wd3); **(C)** Feinkörniger Sandstein-Member, Steinbruch Konberg-Ost, Mittel- bis Feinsandstein, sehr gut sortiert, fast ausschließlich Quarzkörner (Dünnschliff Rt1); **(D)** Blätterton-Member, Steinbruch Wolferode-Süd, Ton-/Siltsteine, fein laminiert bis flaserig geschichtet mit sandigen Einschaltungen, Spurenfossilien, Rippel-, Belastungs- und Fiedermarken, Trockenrisse, Kreuzschichtung (Dünnschliff WfG-44).

Literatur

- Ehling, B.-C. & Gebhardt, U. (2012): Rotliegend im Saale-Becken. *Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften* **61**: 504-516.
- Gebhardt, U. (2011): Das Rotliegend-Profil der Bohrung Querfurt 1/64 und das Alter der Hornburg-Formation. *Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften* **77**: 34.
- Gebhardt, U. & Lützner, H. (2012): Innervariscische Rotliegendbecken und Norddeutsches Becken; Fragen ihrer stratigraphischen Verknüpfung. *Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften* **61**: 715-730.
- Haubold, H. (1971): Die Tetrapodenfährten aus dem Permosiles (Stefan und Rotliegendes) des Thüringer Waldes. *Abhandlungen und Berichte des Museums der Natur Gotha* **6**: 15-41.
- Martens, T. (1983): Zur Taxonomie und Biostratigraphie der Conchostraca (Phyllopora, Crustacea) des Jungpaläozoikums der DDR, Teil I. *Freiberger Forschungshefte (C: Paläontologie, Stratigraphie, Fazies)* **382**: 7-105.
- Müller, A. H. (1978): Über Hydromedusen (Coelenterata) und medusoide Problematica aus dem Rotliegenden von Mitteleuropa. *Freiberger Forschungshefte (C: Paläontologie, Stratigraphie, Fazies)* **342**: 29-44.
- Schneider, J.; Gebhardt, U. & Gaitzsch, B. (1995): Fossilführung und Biostratigraphie. In: Plein, E. (Ed.): Stratigraphie von Deutschland I. Nord-deutsches Rotliegendbecken. Rotliegend-Monographie Teil II. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg* **183**: 25-39.
- Walter, H. (1983): Zur Taxonomie, Ökologie und Biostratigraphie der Ichnia limnisch-terrestrischer Arthropoden des mitteleuropäischen Jungpaläozoikums. *Freiberger Forschungshefte (C: Paläontologie, Stratigraphie, Fazies)* **382**: 146-193.

Cite this article: Falk, D.; Schneider, J. W.; Gebhardt, U. & Ehling, B.-C. (2016): Lithologie und Lebewelt des Fächer- und Playa-Systems der Mittelpermischen Hornburg-Formation (Sachsen-Anhalt). In: Friedel, C.-H. & Leiss, B. (Hg.): Harzgeologie 2016. 5. Workshop Harzgeologie – Kurzfassungen und Exkursionsführer. *Göttingen Contributions to Geosciences* **78**: 9–12.

http://dx.doi.org/10.3249/978-3-86395-292-1_2

Spätpleistozäne bis holozäne Tektonik an der Harznordrand-Störung bei Benzingerode (Sachsen-Anhalt)

Hans Joachim Franzke^{1*}; Norbert Hauschke² & Meinolf Hellmund³

¹Institut für Geologie und Paläontologie, Technische Universität Clausthal, Leibnizstr. 10, 38678 Clausthal-Zellerfeld; Email: Franzke.cz@gmail.com

²Institut für Geowissenschaften und Geographie, Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg, Von-Seckendorff-Platz 3, 06112 Halle/S.;

³Zentralmagazin Naturwissenschaftlicher Sammlungen, Martin-Luther-Universität Halle-Wittenberg, Domplatz 4, 06108 Halle/S.

* corresponding author

Göttingen
Contributions to
Geosciences
www.gzg.uni-goettingen.de

78: 13-17, 4 Abb.

2016

Einleitung

Im nördlichen Hangbereich des Röseberges, 1 km SSE von Benzingerode entfernt, befinden sich zwei frische Erdfälle (ca. 2012 gefallen) am südlichen Rand des Zechstein-Ausbisses, also unmittelbar nördlich der Hauptstörung des nördlichen Harzrandes (Abb. 1).

Da im Bereich der Harznordrand-Störung kaum natürliche Aufschlüsse existieren, sind temporäre Aufschlüsse von großem geowissenschaftlichen Interesse, so dass eine kurze Publikation unserer Beobachtungen gerechtfertigt erscheint. Eine ausführlichere Beschreibung der Faktenlage befindet sich in der Online-Ausgabe des Halleschen Jahrbuches für Geowissenschaften (Franzke et al. 2015).

Besonders interessant für die jüngere tektonische Entwicklung der Harznordrand-Störung ist der westliche der beiden Tagesbrüche, da hierin eine Störung angetroffen wurde, die als Zweigstörung der nicht aufgeschlossenen Hauptstörung des Harzes anzusehen ist und dieser ca. 20 m nördlich vorgelagert ist. An dieser Zweigstörung wird ein von der Hochscholle des Harzes kommender quartärer Grauwacken-Schutfächer gegen Subrosionsbildungen und anstehendes Werra-Sulfat (Zechstein 1) versetzt.

In der Nähe des etwa 4 km weiter östlich gelegenen Klosters Michaelstein (Neubau des Teufelsbads II) wurden bei Baumaßnahmen in den 1990er Jahren umfangrei-

che Aufschlüsse in der Störungszone des Harznordrandes geschaffen. Diese wurden ebenfalls struktureologisch detailliert untersucht, es konnten aber, eventuell durch die Aufschluss-Situation bedingt, hier keine quartären tektonischen Aktivitäten festgestellt werden (u. a. Franzke & Osswald 1997).

Geologische Beschreibung

Der östliche der beiden Erdfälle (Abstand 8–10 m) weist einen nahezu kreisrunden Querschnitt (Durchmesser 3 m) bei einer Einsturztiefe von ca. 7 m auf. Aufgeschlossen sind unter einer dünnen Bodendecke etwas Löß, gefolgt von 1–2 m mächtigen Residualbildungen von Sulfatgesteinen, die bereits in 2–3 m Tiefe (steile Hanglage) von geschichteten autochthonen Sulfatgesteinen des Werra-Zyklus (Zechstein 1) unterlagert werden (Abb. 2). Die im westlichen Trichter angeschnittene Störung läuft nördlich an diesem Trichter vorbei. Da das Gelände um den östlichen Trichter noch heute eine ca. 5 m hohe Kuppe bildet, haben die von der Hochscholle des Harzes kommenden quartären Schutfächer diese Kuppe umflossen und sind

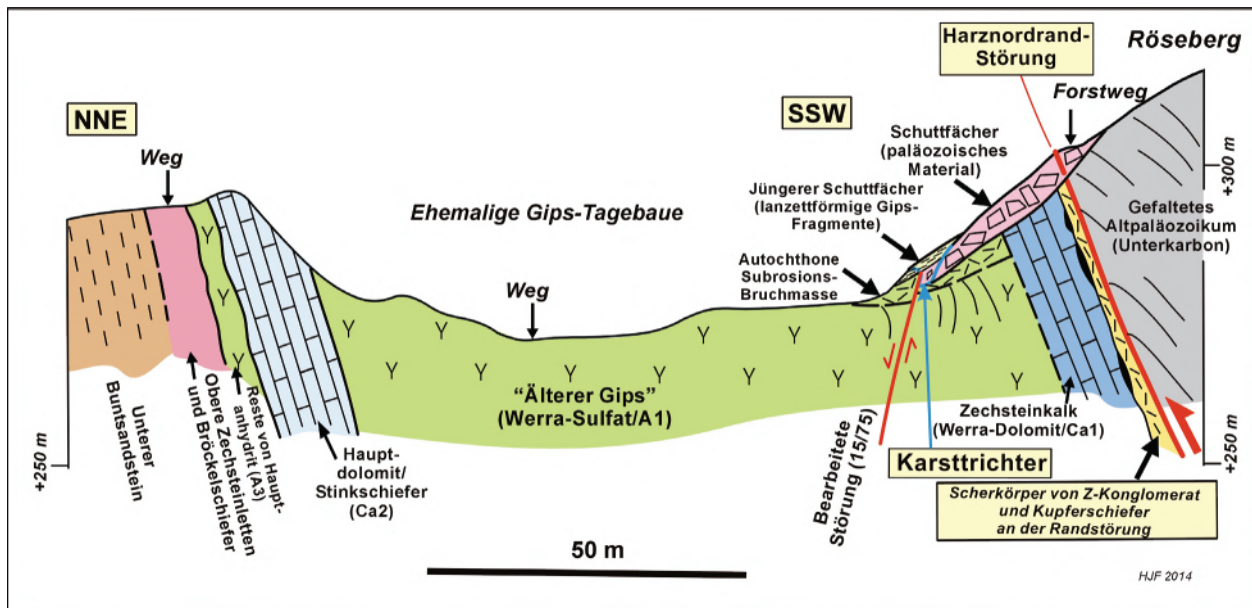


Abb. 1: Querprofil durch die Harznordrand-Störung und den südlichen Bereich der nördlich vorgelagerten Aufrichtungszone am Röseberg, 1 km SSE von Benzingerode. Die Lage einer im Quartär aktiven Zweigstörung der Hauptstörung des Harznordrands ("Karsttrichter") ist hervorgehoben.

auf das kerbartige Quertal daneben beschränkt. In dieser Kerbe befindet sich auch der westliche der beiden Trichter mit der darin aufgeschlossenen Störung.

Der etwas tiefer am Hang gelegene westliche Erdfall präsentierte sich bei der geologischen Aufnahme in frischem Zustand und zeigte noch keine Veränderungen durch weiter nachrutschenden Hangoberboden, was auf ein sehr zeitnahes Einsturzereignis hindeutet. Dieser Erdfall weist einen SSW–NNE-gestreckten ovalen Grundriss von 5 m Länge auf, bei einer durch frühere Nachbrüche bedingten geringeren Tiefe von nur 2 m. Am östlichen Einsturzrand (Abb. 3) ist eine steil nach NNE einfallende Störung aufgeschlossen. Eine der Nordrand-Störung des Harzes vorgelagerte Zweigstörung (15/75) versetzt vertikal um mindestens 1 m verkarstete Werra-Sulfate links (im Norden) gegen rötliche Grauwacken-Fließerden im Süden. Im westlichen Trichter sind nur subautochthone Karstmassen angeschnitten, welche den kompakten Sulfatgesteinen (östlicher Trichter) auflagern. Der vom Röseberg aus abgeglittene, ein kleines Kerbtal quer zum Harzrand auffällende Solifluktionsschutt-Körper ist an der Störung gegen die Sulfatgesteine versetzt. Ein aus eingeregelter Komponenten bestehender Gips-Schuttstrom überlagert diese Störung ohne weiteren Versatz und ist damit jünger als deren jüngste Störungsaktivität. Durch subrezentenes gravitatives Hangabgleiten (ehemaliger Tagebau) treten im hangenden Gips-Schuttstrom noch atektonische Reißklüfte auf.

Südlich der Störung wurden quartäre Fließerden mit paläozoischem Geröllbestand und nördlich der Störung Einsturzbrekzien von Werra-Sulfat angetroffen. Die Störung wird von einer weiteren (jüngeren), in Fließrichtung (nach Nord) eingeregelter Karst-Bruchmasse versiegelt.

Die beiden Einbruchstrichter liegen am Südrand des Ausstrichs der Sulfatgesteine des Zechsteins (Werra-

Sulfat/Zechstein 1/Z1), die entlang des Harzrandes ein ca. 100 m breites Pingenfeld bilden, in dem bis zur ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts in mehreren Kleintagebauen Gips abgebaut wurde. Dieser massive Sulfathorizont wird in den geologischen Karten als "Älterer Gips" ausgehalten und entspricht dem Werra-Sulfat (A1).



Abb. 2: Blick in den nahezu kreisförmigen östlichen Karsteinbruch mit ca. 3 m im Durchmesser (Koordinaten: R 4422608, H 5744115; Aufschlussituation 2. März 2014). Unter einer dünnen Bodendecke und einem Lössschleier folgen 1–2 m mächtige Zechstein-Residuate und darunter steil nach NNE einfallende undeutlich geschichtete Gipse (Werra-Sulfat/A1).

Störungs kinematik und Alterseinstufung

In Abb. 4 sind die Strukturdaten der Störung zusammengefasst. Sie ist als 0,3 m breite Störungszone (mittlere

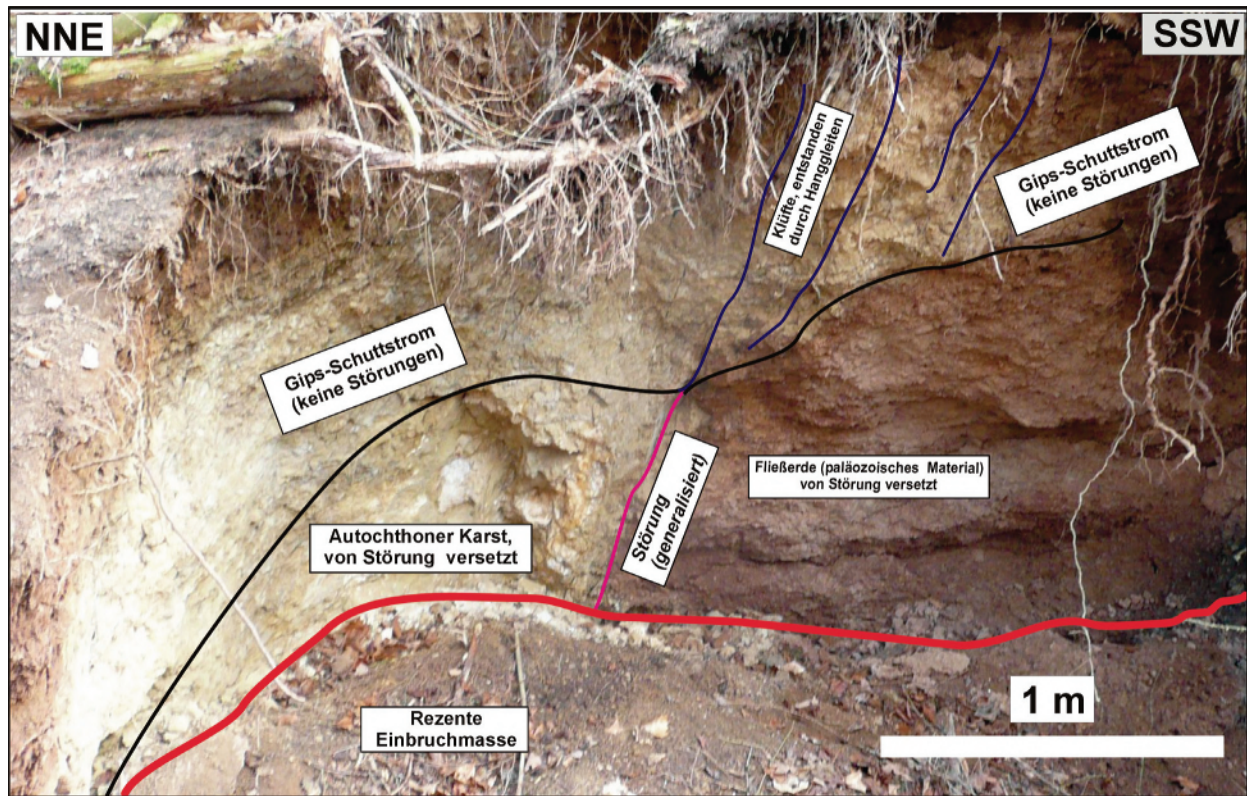


Abb. 3: Blick auf die Ostseite des westlichen Einsturztrichters (Koordinaten (GK4): R 4422600, H 5744115, Aufschlussituation am 2. März 2014). Beachte den Störungsversatz der roten Fließerde gegen Karstschuttmassen (s. Text). Rote Linie: Grenze vom Anstehenden und heutigem Nachbruch (unten). Weitere Erläuterung im Text.

Raumlage $15^\circ/75^\circ$) von eng gruppierten Kleinstörungen und darin eingebauten, steiler einfallenden Kleinscherflächen sowie senkrechten Klüften entwickelt, die von durchgängigen Hauptflächen eingehüllt werden. Die durch die Scherbewegungen stark geglättete liegende Hauptgleitfläche (Abb. 4, rechtes Foto) führt einen sehr feinkörnigen Störungsbelag ("Störungsletten"/Mikrokataklasit), auf dem zwei Generationen von Scherlineationen aufgeprägt sind. Sowohl die Schleppung an den Störungsrändern als auch die steil fiedrige Anordnung von Kleinscherflächen (synthetische Riedel-Scherflächen) und senkrechten Klüften zu den mit $70\text{--}75^\circ$ nach NNE einfallenden Hauptflächen zeigt, dass die Hauptaktivierung (Scherlineation $80^\circ/56^\circ$) eine dextrale Schräg-Abschiebung darstellt.

Die zweite, jüngere und gerade noch megaskopisch sicher erkennbare schwächere Nachscherung (Scherlineation $300^\circ/03^\circ$) manifestiert sich als dextrale Blattverschiebung. Über die zeitlichen Abstände beider Aktivierungen kann nichts ausgesagt werden. Rückschlüsse über die generelle zeitliche Einordnung dieser beiden Störungsaktivitäten am Schollenrand des Harzes können jedoch über die stratigraphische Einordnung der von der Störung noch überprägten Sedimente und aus der jüngeren Überlagerung durch ungestörte Sedimenten gezogen werden.

Sulfat- und Karbonatsubrosion setzte am Harznordrand wahrscheinlich schon mit der intensiven Blockhebung in der späten Oberkreide, sicher jedoch im Alttertiär ein, da eozäne und unteroligozäne marin-brackische glaukoniti-

sche Grünsande in damals bereits vorhandenen Karstschloten von Karbonat- und Sulfatgesteinen des Zechsteins am Harzrand zwischen Michaelstein und Benzingerode abgelagert wurden. Die von der untersuchten Störung noch überformten Karsterscheinungen geben damit bereits den Hinweis, dass die diskutierten Störungsaktivitäten jedenfalls jünger als Oberkreide/Alttertiär, sogar jünger als das untere Oligozän (ca. 30 Ma) einzustufen sind (König et al. 2008).

Durch die Einbeziehung quartärer Sedimente aus dem Bereich der Karsttrichter kann die zeitliche Einordnung der tektonischen Aktivitäten weiter präzisiert werden. Fließerden, aufgebaut aus paläozoischen Gesteinsfragmenten, wie sie im westlichen Einbruch angetroffen wurden, werden aus weiten Teilen des Harzes beschrieben (u. a. Schröder & Fiedler 1979; Litt & Wansa 2008). Sie werden zu den periglazialen Deckschichten der späten Weichsel-Kaltzeit (Spät-Weichsel-Kaltzeit, ab ca. 15.000 a) gerechnet. Das Sedimentgefüge und der Geröllbestand sprechen für eine Zuordnung zum solifluidal verdrifteten Basisschutt dieser Deckschichten (Litt & Wansa 2008: S. 322). Damit kann eine wahrscheinliche Zeitmarke für die Störungsaktivitäten mit Post-Weichsel-Kaltzeit (jünger als ca. 15.000 a) angegeben werden, denn die Residuen des Werra-Sulfats wurden an dieser Störung gegen die Fließerden mit Paläozoikum-Geröllen um mindestens einen Meter, wahrscheinlich sogar um mehrere Meter in der Vertikalen versetzt (Abb. 3–4).

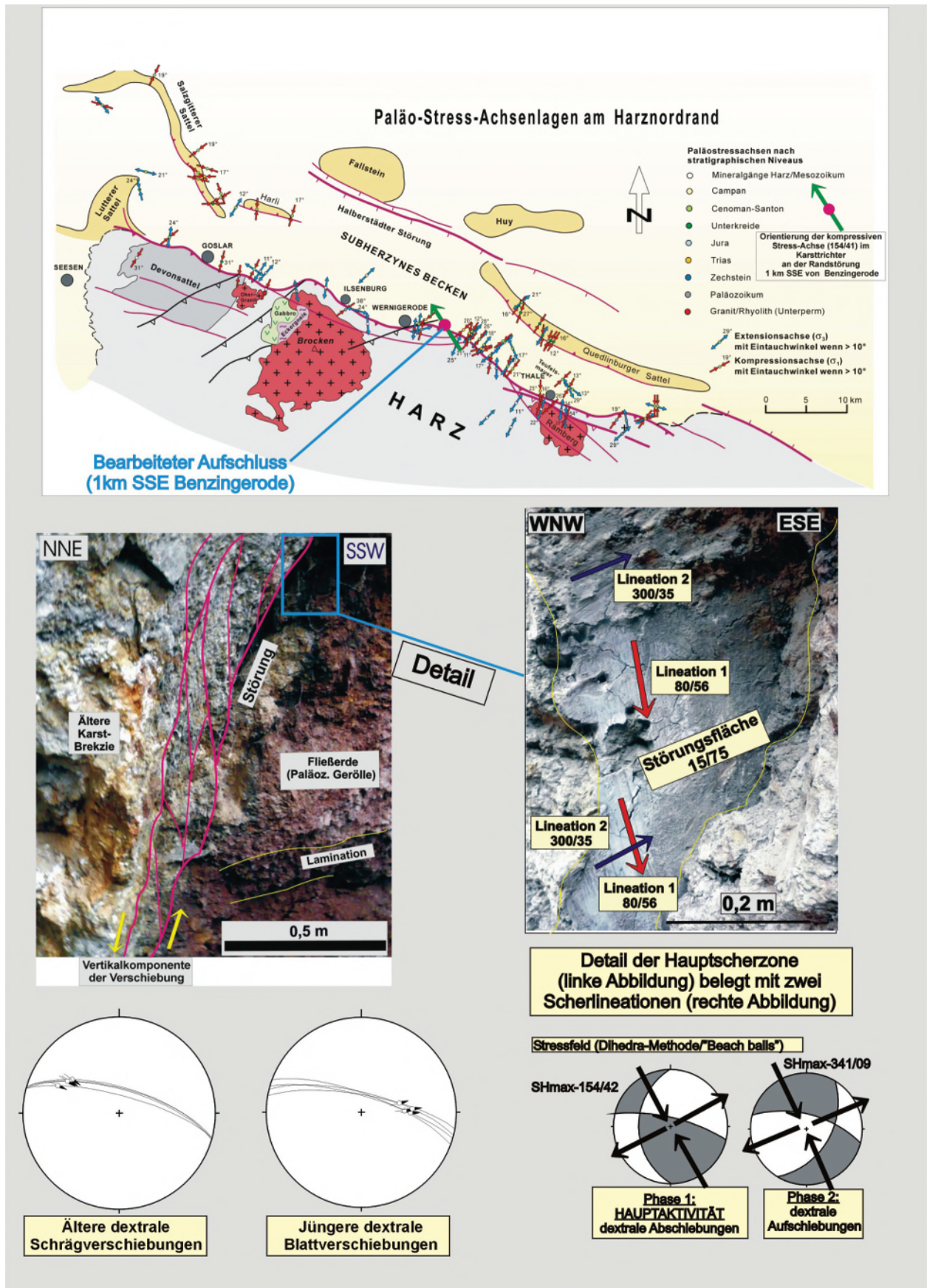


Abb. 4: Lage des bearbeiteten Aufschlusses von Benzingerode mit Ausrichtung der Paläo-Stressachsen der jungmesozoischen "Saxonischen" Tektonik und Vergleich zu den jungen Aktivitäten am Harzrand (Karte). Die Fotos zeigen strukturelle Details der untersuchten Störung, die Diagramme die Raumlage der Störungselemente und die in zwei Phasen aufgegliederten Störungsaktivitäten (untere Reihe).

Diese von der Störung verworfenen Sedimente und folglich die untersuchte Störung werden noch von einem bis ca. 1 m mächtigen jüngeren Gips-Schuttstrom überlagert (Abb. 3), dessen Fragmente durch das hangabwärtige oder diagonal dazu erfolgte Gleiten bereits kantengerundet sind. Darin treten in Hangrichtung aufgerissene Zugrisse auf, welche durch die Materialentnahme beim ehemaligen Gips-Abbau entstanden sind und keine tektonische Ursache haben. Das Alter des abdeckenden Gips-Schuttstroms ist allerdings schwierig zu beurteilen. Der obere Bereich dieses die Störung abdeckenden Gips-Schuttfächers enthält eingewehten oder auch umgelagerten (wechsel-) kaltzeitlichen Löß und wird dann von der autochthonen Bodendecke überlagert. Die Aktivierungen an der Störung waren also wahrscheinlich abgeschlossen, bevor die Lößeinwehungen von Norden her ihr zeitliches Ende fanden bzw. noch Lößumlagerungen erfolgten. Diese Lößumlagerungen oberhalb der Talauen der Flüsse wurden abgestoppt, als sich im Laufe des Holozäns allmählich die Vegetationsdecke etablierte.

Tektonische Einordnung

Die Paläo-Stressfelder beider spätpleistozänen bis holozänen Aktivitäten sind anhand der Raumlage der Störungsflächen (Abb. 4, links unten) und der darauf abgebildeten Scherlineare (Abb. 4, Foto rechts) unter Beachtung des Bewegungssinns und der gegenseitigen relativen Altersbeziehungen (Überschneidung der beiden Scher-Linearationen) mit der Software TECTONICSFP 1.6 (Reiter & Acs 2000) nach der Dihedra-Methode von Angelier & Goguel (1979) berechnet worden (Abb. 4, rechts unten).

Als ältere Verformung (Phase 1) lässt sich eine dextrale Schrägverschiebung mit Streckung/SHmin nach ENE und Kompression/SHmax in SSE–NNW-Richtung von einer nochmaligen Überscherung (Phase 2) abgrenzen. Phase 2 ist dextral schrägaufschiebend nach SSE, die Streckung erfolgte wie bei Phase 1 ebenso nach ENE. Es ergeben sich hieraus für beide Verformungen richtungsmäßig nahezu identische Stressfelder mit den Kompressionsachsen (SHmax) jeweils in SSE–NNW-Richtung (Abb. 4, rechts unten).

Das für beide Aktivierungen ermittelte (Paläo-)Stressfeld korrespondiert mit dem heute in Mitteleuropa anliegenden Stressfeld (SHmax = Kompressionsachse in SSW–NNE bis SE–NW; Abb. 4, obere Karte, siehe auch unter: www.world-stress-map.org). Es entstanden im untersuchten Aufschluss bei Benzingerode dabei dextrale Schrägverschiebungen (Phase 1) bzw. dextrale Schrägaufschiebungen (Phase 2). Da hierdurch noch jungquartäre (spätweichselkaltzeitliche) Sedimente durchtrennt und versetzt wurden, ist auf spätweichselzeitliche oder noch jüngere (holozäne) Aktivitäten zu schließen. Diese Aktivitäten

weichen sehr deutlich von der Paläostress-Situation der jungmesozoischen “Saxonischen” Tektonik am Harznordrand ab (Abb. 4, Karte oben). Diese ist durch SSW–NNE-Extension bis zur Oberkreide und Kompression aus SSW–NNE ab der späten Oberkreide bis zum Alttertiär gekennzeichnet (oberkretazische Inversionsphase der “Saxonischen Tektonik”, Kockel 2003). Die hier beschriebenen Aktivitäten repräsentieren bereits die Reaktion auf das etwa seit dem Jungtertiär (Miozän) anliegende und bis heute wirksame Stressfeld in Mitteleuropa.

Literatur

- Angelier, J. & Goguel, J. (1979): Sur une méthode simple de détermination des axes principaux contraintes pour une population de failles. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences. Paris* **288**: 307-310.
- Franzke, H. J. & Osswald, U. (1997): Ein Neuaufschluß der Harznordrandstörung am Teufelsbad II bei Michaelstein am Harz. *Zeitschrift für Geologische Wissenschaften* **25**: 263-275.
- Franzke, H. J.; Hauschke, N. & Hellmund, M. (2015): Spätpleistozäne bis frühholozäne Tektonik in einem Karsttrichter im Bereich der Störungzone des Harznordrandes nahe Benzingerode (Sachsen-Anhalt). *Halle'sches Jahrbuch für Geowissenschaften* **37**: 1-10 (Online-Version).
- Kockel, F. (2003): Inversion structures in Central Europe – expressions and reasons, an open discussion. *Geologie en Mijnbouw* **82**: 367-382.
- König, W.; Schmidt, K.-H. & Frühauf, M. (2008): Tertiary relief development of the central Harz Mountains and the information given by the analysis of karst sediments. *Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementband* **52** (2): 95-112.
- Litt, T. & Wansa, S. (2008): Quartär. In: Bachmann, G. H.; Ehling, C.-B.; Eichner, R. & Schwab, M. (Eds.): *Geologie von Sachsen-Anhalt*: 293-325.
- Reiter, F. & Acs, P. (2000): *TECTONICSFP 1.6, Computer Software for Structural Geology, Operational Manual*. Innsbruck: 60 S.
- Schröder, H. & Fiedler, H. J. (1979): Beitrag zur Kenntnis der Böden des östlichen Harzes. *Herynia (N. F.)* **16**: 121-140.

Cite this article: Franzke, H. J.; Hauschke, N. & Hellmund, M. (2016): Spätpleistozäne bis holozäne Tektonik an der Harznordrand-Störung bei Benzingerode (Sachsen-Anhalt). In: Friedel, C.-H. & Leiss, B. (Hg.): *Harzgeologie 2016. 5. Workshop Harzgeologie – Kurzfassungen und Exkursionsführer. Göttingen Contributions to Geosciences* **78**: 13–17.

http://dx.doi.org/10.3249/978-3-86395-292-1_3

Einordnung der Nordranddioritzone in den magmatischen Kontext des Brockenmassivs

Christopher Heilmann¹; Romain Bousquet¹ & Erik Duysterhoeft^{1*}

¹Institut für Geowissenschaften, Christian-Albrechts-Universität zu Kiel, Ludewig-Meyn-Str. 10, 24118 Kiel;
Email: ed@min.uni-kiel.de

* corresponding author

Göttingen
Contributions to
Geosciences
www.gzg.uni-goettingen.de

78: 19-23, 4 Abb., 1 Tab. 2016

Geologischer Überblick

Am Nord- und Ostrand des Brockengebietes befinden sich jeweils dioritische Zonen, in deren direkter Nachbarschaft Granite mit Beimengungen von Hornblende und Augit (Hornblende-Augitgranit-Folge) auftreten. Der Nordranddiorit des Brockenplutons ist dabei die kleinere magmatische Intrusion von beiden und befindet sich zwischen Ilsensteingranit und Brockenrandgranit südwestlich von Ilsenburg (Abb. 1). Diese Intrusion wird meist mit der größeren Ostranddioritzone assoziiert (Erdmannsdorffer 1908; Lotze 1933). So vergleicht Müller (1978) die Diorite von Oker-, Nord- und Ostrand und verweist auf ähnliche Plagioklaszonierungen von Okerdiorit und Ostranddiorit mit An₆₄₋₆₅ im Kern zu An₁₅₋₁₆ am Rand. Aufgrund geomagnetischer Untersuchungen widerspricht Seim (1963) diesem Zusammenhang.

Nord- und Ostranddiorit werden zeitlich dem Harzburger Gabbrokomplex zugeordnet (Lotze 1933), der um 294 Ma etwas früher als der Brockengranit (292 Ma) in die deformierten Sedimente des Karbons und Devons intrudiert ist (Baumann et al. 1991; Zech et al. 2010). Eine nähere zeitliche oder magmatische Einordnung des Nordranddiorits in den Kontext des Brockenmassivs blieb bisher offen. Insbesondere stellt sich die Frage, ob es sich hierbei um eine Vorgängerintrusion des Brockengranits handelt (z. B. Chrobok 1965) oder um einen Teil einer Differentiationsfolge von Harzburger Gabbro zum Brockengranit (z. B. Vinx 1982; Sano et al. 2002; Klisch & Gevorkjan

2009). Die den Nordranddiorit umgebene Hornblende-Augitgranit-Folge könnte aufgrund einer Kontamination von aufsteigender kaliumreicher Fluide unter oder am Nordranddiorit entstanden sein (Seim 1963; Chrobok 1965).

Ergebnisse

Anhand der mineralogischen Zusammensetzung, sowie chemischer Haupt- und Spurenelementanalyse erfolgt eine Einordnung des Nordranddiorits in die magmatische Abfolge des Brockenmassivs. Fünf Proben wurden mittels RFA untersucht und mit Literaturdaten verglichen. Die Diorite im Zentrum (Probe 135) und am Rand (Probe 298 und ILSE2) der Nordranddioritzone sind gabbroische Diorite (Abb. 2) und liegen chemisch zwischen dem Ostranddiorit (Seim 1963) und dem Harzburger Gabbrodiorit (Probe 311 + HG69). Die Quarzgabbrodiorit-Probe HG69 (Baumann et al. 1991) ist hier mit aufgeführt, da sie in Spurenelementen fast identisch zur Nordranddiorit-Probe 135 ist (Tab. 1). Außerdem wurden zwei granitische Proben im Randbereich der Nordranddioritzone analysiert. Diese Proben sind weiterentwickelt als der Kern- (Probe KG) und Randgranit (Probe EG) des Brockenmassivs und weisen somit keine direkte Verbindung zum

Nordranddiorit auf. Folglich ist die Nordranddioritzone eher mit dem Harzburger Gabbrokomplex als mit dem granitischen Brockenpluton assoziierbar.

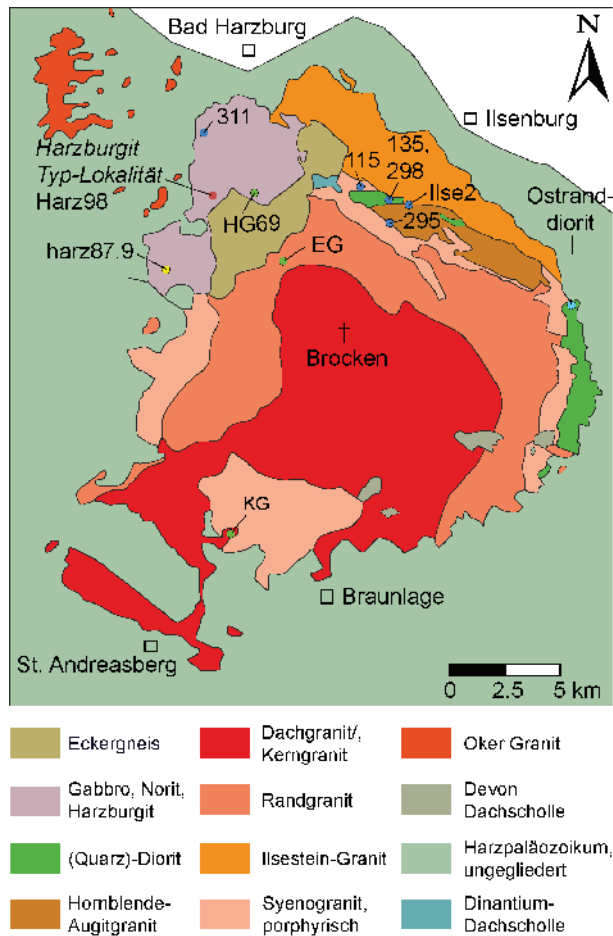


Abb. 1: Geologie des Brockenmassivs (nach Chrobok 1965; Schust 1995; Hinze et al. 1998; Franke 2016). Proben-Lokalitäten von Sano et al. (2002) in Gelb, Seim (1963) in Hellblau, Baumann et al. (1991) in Grün, Vinx (1982) in Rot und dieser Arbeit in Dunkelblau.

Nach Sano et al. (2002) existieren in der Harzburger Gabbrointrusion zwei Fraktionierungsreihen: eine ultrabasische Kumulat- und eine basische Nichtkumulat-Serie. Anhand zweier Harker-Diagramme (Abb. 3a) soll überprüft werden inwieweit sich hier die dioritischen Proben und der Harzburger Quarzgabbro (Probe 311) einreihen. Al_2O_3 zeigt eine gut ausgeprägte Fraktionierungskurve, an der sich die Abscheidung der einzelnen Minerale ablesen lassen. Zuerst fällt mit steigendem SiO_2 -Gehalt Olivin aus. Dann setzt die Fraktionierung von Plagioklas als aluminiumreiche Phase ein und beendet den Anstiegstrend, sodass eine stetige Abreicherung beginnt, die sich erst mit beginnender Alkalifeldspatfraktionierung weiter abflacht.

Eine Abflachung der Kurve ist zwar zu sehen, jedoch fehlen Zwischenstufen, um einen deutlichen “Knick” zu sehen. Nachdem Plagioklas zu fraktionieren beginnt, fällt der Trend stark ab und flacht sich mit der Kalifeldspatkrystallisation ab.

Genauso reichert sich zunächst TiO_2 zusammen mit FeO an, bis es zur Kristallisation von Ilmenit kommt (Abb. 3b). Die ultrabasische Kumulatserie (Proben harz87.9, Harz98, Harz200, gb40.6) hebt sich deutlich von den anderen Proben ab. Insgesamt betrachtet, liegen die Diorite nah beieinander und im Trend der Harzburger Gabbrointrusion (Abb. 2). Der Ostranddiorit ist stärker an Titanoxid verarmt als der Nordranddiorit. Bei “felsic50.8” handelt es sich um ein Hybridgestein (siehe Sano et al. 2002). Die vollständig chloritisierte Dioritvariation ILSE2 zeigt mikroskopisch wenige Abweichungen zur Nordranddiorit-Probe 135. Analysen der Haupt- und Spurenelemente zeigen, dass Fluideinwirkung deutliche Abreicherungen von Sr, Ba, K, Y, Zn, Cr sowie Ca aufweisen, wohingegen Na angereichert ist (Tab. 1). Außerdem ist Magnesium durch Eisen ersetzt.

Anschließend wurden mittels weiterer drei für die Mikrosonde vorbereiteter Schiffe Plagioklas, Biotit, Pyroxen und Amphibol auf ihre chemische Zusammensetzung untersucht (Heilmann 2015). Als Kontakt der Nordranddiorit-Intrusion zum Granit soll mit Hilfe von Probe 298 die Entwicklung betrachtet werden. Es ist ein Trend vom Nordranddiorit (Probe 135), über den Randdiorit des Nordrandes (Probe 298), zum Harzburger Quarzgabbro (Probe 311) hin erkennbar. So ist dieser in der Abreicherung der Amphibole an K_2O , Na_2O und TiO_2 , einer leichten Verschiebung der Plagioklase zu weniger Anorthit (An_{70-50} zu An_{60-40}) sowie der Abnahme der #Mg in Biotit, Pyroxen und Amphibol zu sehen. Es zeigt sich, dass die magnesiumreichen Glieder der Reihen stets im Diorit 135 und die eisenreichen stets im Quarzgabbro 311 vertreten sind. Wie anhand der Hornblenden gut zu sehen ist, liegt der Randdiorit 298 dazwischen (Abb. 4).

Weitere Ähnlichkeiten weist die Form und Anordnung der Plagioklase auf. Alle dioritischen und gabbroiden Proben haben Plagioklasleisten mit geringfügiger Ausrichtung. Die Kristalle sind, soweit noch erkennbar, idiomorph und zusammen mit Pyroxen und einigen Hornblenden verwachsen. Im Gegensatz zum Oker- und Ostranddiorit ist das Vorkommen zonierter Plagioklase im Nordranddiorit gering.

Tab. 1: RFA-Analysen von Gesteinen des nördlichen Brockenmassivs (Heilmann 2015). Probe HG69 entstammt von Baumann et al. (1991) und der Ostranddiorit von Seim (1963). Für Lokationen siehe Abb. 1.

Probe	115 – grüner Granit	295 – heller Granit	311 – Quarzgabbro	ILSE2 – chloritisierter Diorit	135 – Nordranddiorit	HG69 – Quarz- gabbronorit	ORD – Ostranddiorit
SiO ₂	75.97	76.96	53.23	54.6	54.03	53.56	57.64
TiO ₂	0.155	0.146	1.753	1.115	0.971	1.280	0.310
Al ₂ O ₃	12.380	12.420	14.870	17.400	16.800	15.800	14.490
Fe ₂ O ₃	1.570	0.980	11.420	13.990	8.100	0.610	3.170
FeO						8.780	5.810
FeO _{total}	1.413	0.882	10.277	12.590	7.289	9.329	8.663
MnO	0.038	0.000	0.248	0.116	0.150	0.140	
MgO	0.070	0.050	4.100	3.300	5.730	4.590	4.620
CaO	0.830	0.500	8.060	0.400	7.590	9.090	8.020
Na ₂ O	2.860	2.850	2.330	3.180	2.340	2.010	2.130
K ₂ O	5.420	5.510	1.930	1.870	2.350	1.620	2.320
P ₂ O ₅	0.018	0.018	0.400	0.241	0.257	0.360	0.230
Ba	487	526	307	88	415	446	
Cr	10	10	101	81	174	152	
Ga	20	18	16	21	21		
Nb	20	19	15	13	13		
Ni	10	10	33	60	58	30	
Rb	244	268	81	118	105	104	
Sr	35	37	226	24	264	267	
V	10	10	224	187	175	172	
Y	68	49	37	23	35		
Zn	76	45	103	65	90	75	
Zr	252	195	864	255	245	297	

Interpretation und Schlussfolgerung

Mit Sicherheit ist der Nordranddiorit, übereinstimmend mit Chrobok (1965), älter als seine granitische Umgebung, da scharfe Kontakte zum Granit bestehen. Die Korngrößen des umgebenen Granits nehmen am Nordranddiorit zu, wie auch die Zahl und Mächtigkeit von Quarzgängen. Feldspatblasten, welche nach Osten zunehmen, zeugen wie die fehlende Kornverkleinerung von ausreichender Restwärme. Apophysen befinden sich an den Südrändern des Nordranddiorits, dessen Stücke in granitischer Matrix schwimmen, so wie es auch für den Ostranddiorit dargestellt wird. Demnach wäre bereits eine Gemeinsamkeit zwischen den beiden Einheiten gegeben. Die für den Ostranddiorit beschriebene Granitisierung durch Fluide (Seim 1963) ist durchaus auch für den Diorit der Nordrandzone denkbar. Als Beweis für die Einwirkung von Fluiden ist auch Probe ILSE2 zu sehen, die stark an mobilen Elementen abgereichert ist (Tab. 1). Der Verlust an Calcium könnte in einem sauren Fluid begründet liegen,

welches den anorthitischen Plagioklas gelöst hat. Der Anteil von CaO, Na₂O und K₂O ist den Graniten sehr ähnlich, was auch auf eine Kontamination schließen lässt.

Die Abweichungen in der Gesamtchemie zwischen Harzburger Quarzgabbro und Nordranddiorit sind gering. Nur die Elemente Zr und Ni weichen erheblich ab. Die Quarzgabbroprobe HG69 von Baumann et al. (1991) korreliert gut mit ihren Spurenelementen (Tab. 1) und ist mit ihrer Lokalität nahe des Eckertals sehr nah am Nordranddiorit. Anhand des TAS-Diagramms und verschiedener Harker-Diagramme (Abb. 2–3) bestätigt sich eine starke Ähnlichkeit zwischen Nordranddiorit und Harzburger Gabbrokomplex. Insgesamt ist eine gemeinsame Entstehungsgeschichte aufgrund der gelieferten Tatsachen sehr wahrscheinlich. Demnach ist der Nordranddiorit ein Differentiationsprodukt der Nichtkumultreihe des Harzburger Gabbrokomplexes, zu dem eine Verbindung unter dem Eckergneis besteht oder bestand und jetzt von Granit durchbrochen ist.

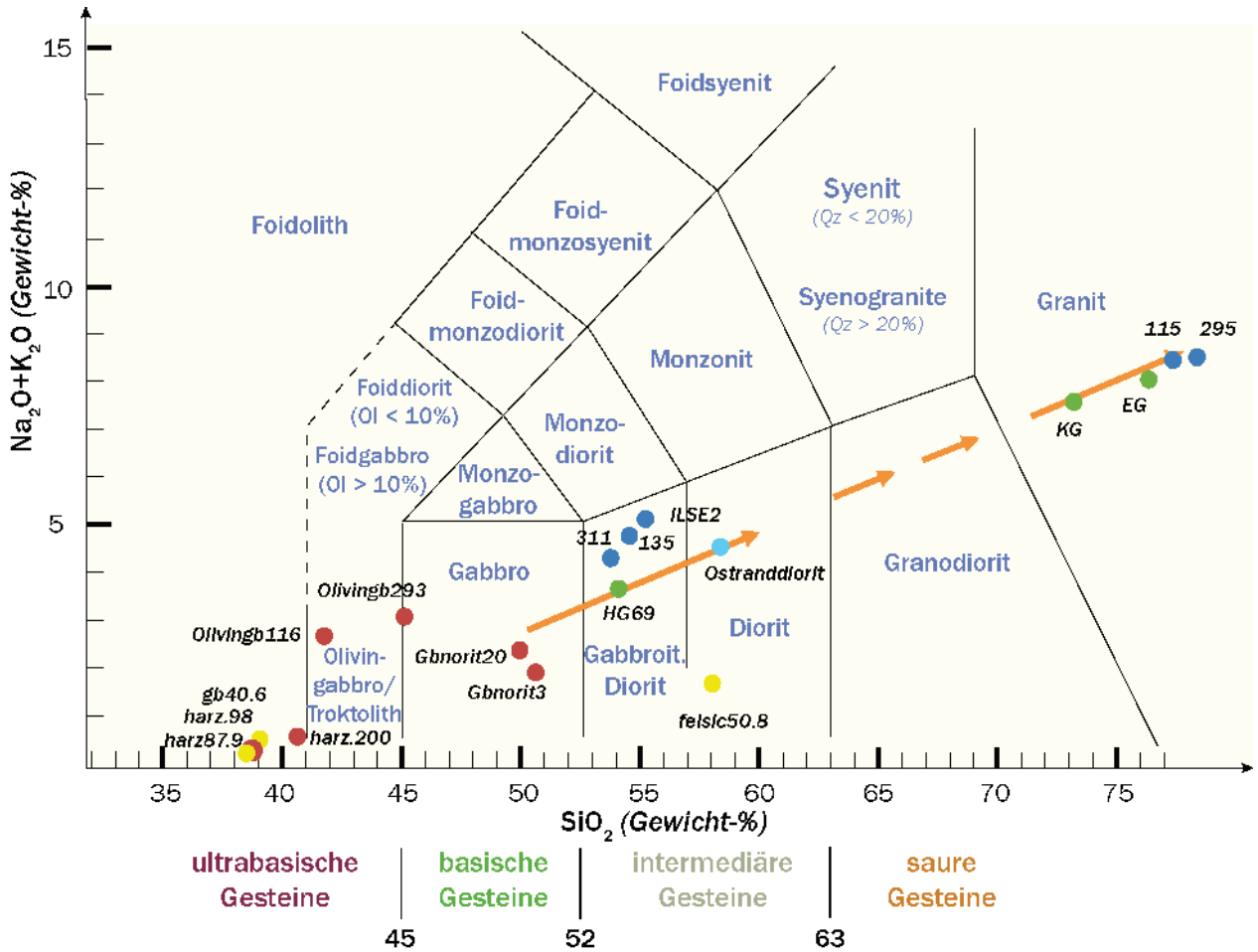


Abb. 2: TAS-Diagramm für plutonische Gesteine: Proben von Sano et al. (2002) in Gelb, Seim (1963) in Hellblau, Baumann et al. (1991) in Grün, Vinx (1982) in Rot und dieser Arbeit in Dunkelblau.

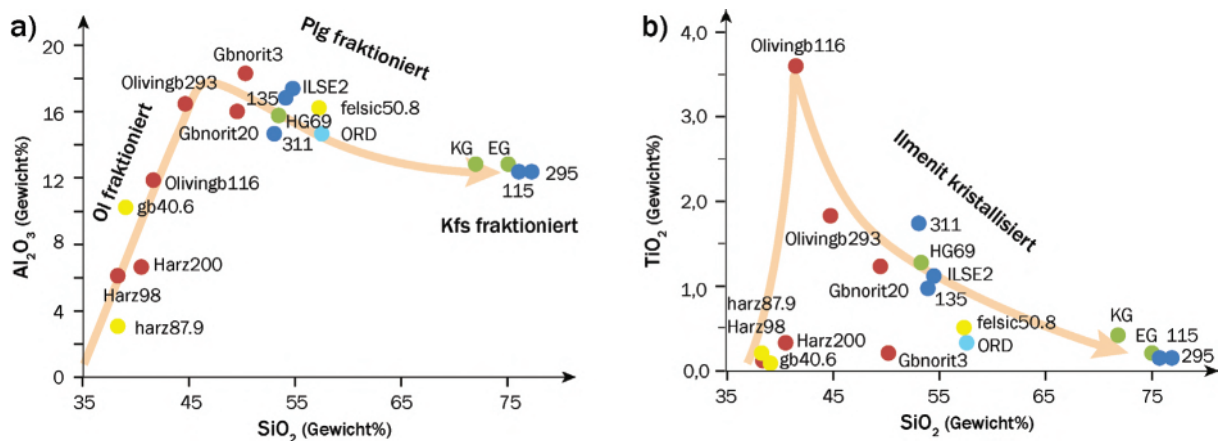


Abb. 3: Harker-Diagramme: Proben von Sano et al. (2002) in Gelb, Seim (1963) in Hellblau, Baumann et al. (1991) in Grün, Vinx (1982) in Rot und dieser Arbeit in Dunkelblau.

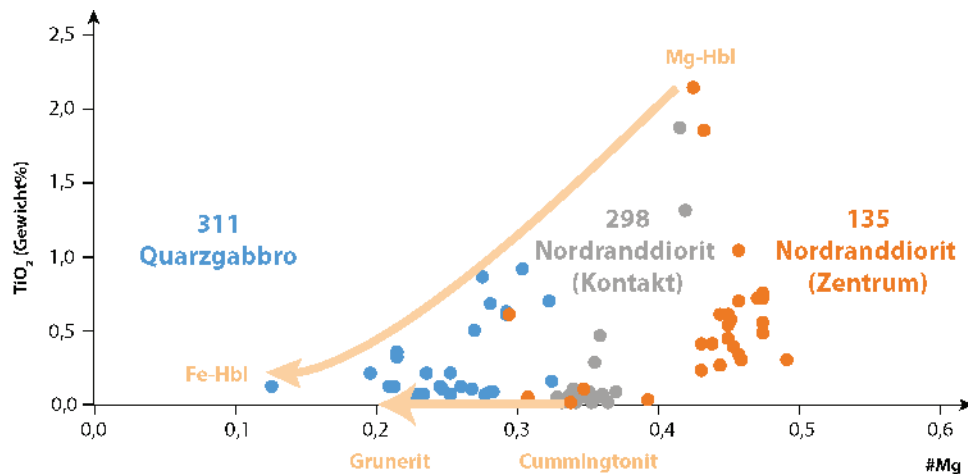


Abb. 4: Magnesiumzahl #Mg gegen TiO_2 Plot von Amphibolen. TiO_2 reichert sich (analog zu Na_2O und K_2O) im Verlauf der Fraktionierung ab. Das heißt, dass das näher an den primären Schmelzen liegende Gestein theoretisch mehr dieser Oxide im Amphibol einbaut. Der Harzburger Quarzgabbro beinhaltet überwiegend Fe-Hornblenden, der Nordranddiorit eher Mg-Hornblenden. Ein ähnliches Bild zeigt sich auch bei den Orthoamphibolen, welche in Probe 311 und 135 enthalten sind. Es wird deutlich, dass die Diorite am Rand der Nordranddioritzone (Probe 298) eisenreicher sind als im Zentrum der Nordranddiorit-Intrusion (Probe 135). Alteration, Titanitbildung oder eine neue Wachstumsphase von Amphibol werden für die Amphibole mit niedrigen #Mg und TiO_2 -Konzentrationen angenommen.

Literatur

- Erdmannsdörffer, O. H. (1908): Über Bau und Bildungsweise des Brockemassivs. *Jahrbuch der Preussischen Geologischen Landesanstalt von 1905* **26**: 379-405.
- Baumann, A.; Grauert, B.; Mecklenburg, S. & Vinx, R. (1991): Isotopic age determinations of crystalline rocks of the Upper Harz Mountains, Germany. *Geologische Rundschau* **80** (3): 669-690.
- Chrobok, S. M. (1965): Untersuchungen zur Geologie des Brockenmassivs (Harz). *Geologie* **48**: 1-82.
- Franke, D. (2016): Regionale Geologie von Ostdeutschland – Ein Wörterbuch – www.regionalgeologie-ost.de.
- Heilmann, C. (2015): Einordnung der Nordranddioritzone in den magmatischen Kontext des Brockenmassivs. *Unveröffentlichte Bachelorarbeit, Christian-Albrechts Universität zu Kiel*.
- Hinze, C.; Jordan, H.; Knoth, W.; Kriebel, U. & Martiklos, G. (1998): *Geologische Karte Harz 1:100000*. Geologisches Landesamt Sachsen-Anhalt in Zusammenarbeit mit dem Niedersächsischen Landesamt für Bodenforschung, Halle (Saale).
- Klisch, I. & Gevorkjan, R. (2009): Geochemie und Petrogenese der Harzer Plutonite. *Exkursionsführer und Veröffentlichungen der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften e.V.* **239**: 12-16.
- Lotze, F. (1933): Das tektonische Bild des Brockenmassivs. *Centralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, Abteilung B* **12**: 633-647.
- Müller, G. (1978): Die magmatischen Gesteine des Harzes. *Clausthaler Geologische Abhandlungen* **31**: 92 S.
- Sano, S.; Oberhänsli, R.; Romer, R. L. & Vinx, R. (2002): Petrological, Geochemical and Constraints at the Origin of the Harzburg Intrusion, Germany. *Journal of Petrology* **43** (8): 1529-1549.
<http://dx.doi.org/10.1093/petrology/43.8.1529>

Schust, F (1995): Über die Altersfolge der Gesteinstypen des Brockenplutons, Harz. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie (Teil 1)* **1993** (9/10): 1385-1399.

Seim, R. (1963): Petrographische Untersuchungen an kontaktmetasomatischen Gesteinen vom Ostrand des Brockenmassivs (Harz). *Geologie, Beiheft* **37**: 1-66.

Vinx, R. (1982): Das Harzburger Gabbromassiv, eine orogentisch geprägte layered Intrusion. *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen* **144** (1): 1-28.

Zech, J.; Jeffries, T.; Faust, D.; Ullrich, B. & Linnemann, U. (2010): U/Pb-dating and geochemical characterization of the Brocken and the Ramberg Pluton, Harz Mountains, Germany. *Journal of Central European Geology* **56** (1): 9-24.

Cite this article: Heilmann, C.; Bousquet, R. & Dueterhoeft, E. (2016): Einordnung der Nordranddioritzone in den magmatischen Kontext des Brockenmassivs. In: Friedel, C.-H. & Leiss, B. (Hg.): Harzgeologie 2016. 5. Workshop Harzgeologie – Kurzfassungen und Exkursionsführer. *Göttingen Contributions to Geosciences* **78**: 19–23.

http://dx.doi.org/10.3249/978-3-86395-292-1_4

Paläozoische Karststrukturen im Riffkalkstein von Iberg und Winterberg bei Bad Grund (Westthar, Niedersachsen)

Hartmut Knappe¹

¹Pfälzergasse 11c, 38855 Wernigerode;
Email: hartmut_knappe@t-online.de

Göttingen
Contributions to
Geosciences
www.gzg.uni-goettingen.de

78: 25-30, 9 Abb. 2016

Veranlassung und Untersuchungsablauf

In ihrem Betriebsteil Münchhof (Stadt Seesen) stellt die Fels-Werke GmbH Brannt- und Rohkalksteinprodukte her. Als Rohstoff dient oberdevonischer Riffkalkstein, der seit 1937 im Tagebau Winterberg gewonnen wird. Der Abbau erfolgt auf mehreren Sohlen zwischen 520 m und 390 m NHN. Im Jahr 2010 ist der Betrieb auf das Erweiterungsfeld Iberg ausgedehnt worden. Hierbei wurde auch das bisherige Strossenregime im bisherigen Abbaufeld Winterberg teilweise verändert, wodurch neue Anrisse entstanden (Abb. 1).

Die Bestandsaufnahme konzentrierte sich zunächst auf den Neuaufschluss mit der etwa 30 m langen und 10 bis 15 Meter hoch angeschnittenen Hauptfundstelle. Wegen sicherheitstechnischer Belange stand für die Beprobung zunächst nur das Haufwerk auf der 500 m-Sohle zur Verfügung. Außerdem war während der Betriebszeiten der Aufenthalt im Tagebau nicht möglich, wodurch sich gewisse Dokumentationslücken ergeben. Seit Sommer 2015 sind die Aufschlüsse im Tagebau-Erweiterungsfeld Iberg oberhalb der 500 m-Sohle nicht mehr vorhanden.

Ab Frühjahr 2013 wurde die Suche nach lithologisch ähnlichen Aufschlüssen auf den gesamten Tagebaubereich ausgeweitet, einschließlich des stillgelegten Bereichs. Unter den 15 dokumentierten Strukturen befanden sich auch einige aus der Abbauphase vor 1992. Diese boten sich als "Eichobjekte" zur Verifizierung von Aussagen in den bis-

herigen Veröffentlichungen an (Franke 1973; Gischler 1992). Die Geländebefunde sind, soweit darstellbar, durch Fotos dokumentiert und in besonders aussagekräftigen Fällen durch Zeichnungen ergänzt worden. Die stratigraphische Einstufung erfolgte mittels Conodonten (Weyer 2013/2014).

Geologischer Rahmen

Der Massenkalk des Iberg/Winterberg-Komplexes ging aus einem Korallenriff hervor. Das Atoll existierte bei kontinuierlicher Absenkung des Meeresbodens über einen Zeitraum von etwa 10 Mio. Jahren (Givetium bis Frasnium). Die Mächtigkeit wird im Zentralteil auf mindestens 600 m geschätzt – bei einer Flächengröße von ca. 5 km² (Franke 1973). Damals befand sich die Region etwa südlich vom Äquator. Der Riffkörper besteht zum großen Teil aus dem Brandungsschutt von Stromatoporen sowie rundkuppigen und verästelten Korallenstöcken. Als bedeutender Sedimentlieferant traten Kalkalgen auf. Nur untergeordnete Bedeutung hatten Cephalopoden, Brachiopoden, Schnecken und Muscheln. Die Zwischenräume im Riffschutt füllten sich mit Kalkschlamm, Kalksand oder mit Calcit-Zement (Abb. 2). Das Absterben der Riff-

korallen und damit das Auslöschen des gesamten Riff-Ökosystems wurde durch eine weltumspannende Umweltkrise am Ende des Frasniums ausgelöst (Kellwasser-Ereignis). Es betraf fast alle damaligen marinen Biotope im Bereich der Oberflächenwasserzone (Gereke 2007). Das leblos gewordene Riff verlor durch diese Krise seine substanzerhaltende Kalkzufuhr. Der bis dahin akkumulierte Altbestand blieb jedoch als Unterwasserberg erhalten und bot Ansatzfläche für eine spärliche Faunengemeinschaft. Sie setzte sich überwiegend aus Brachiopoden, Crinoiden und kleinwüchsigen Solitärkorallen mit nur geringem Potential für Sedimentbildung zusammen.



Abb. 1: Tagebau Winterberg, Blick vom Erweiterungsfeld Iberg; 2013.

Der verbliebene Porenraum wurde fast vollständig durch sparitische Calcit-Zemente verschlossen. Örtlich fand eine Dolomitisierung statt, deren Ursache noch unbekannt ist (Gischler 1992). Im höchsten Unterkarbon migrierten flüssige Kohlenwasserstoffe in die Riffstruktur und verschlossen auch Restporen der Brachiopodenkalke (Peckmann et al. 2001). Als Muttergestein der Kohlenwasserstoffe kommt nach diesen Autoren mitteldevonischer Wissenbacher Schiefer in Betracht. Die thermische Umwandlung der Kohlenwasserstoffe während der variszischen Versenkung der Schichtenfolge führte bei Temperaturen bis ca. 200 °C zu stabilem, anthrazitfarbenem Impsonit (Lütke & Koch 1983).

Durch die variszische Gebirgsbildung wurde der massive Kalksteinkörper mit einem engmaschigen Kluftnetz durchsetzt. Daneben kam es entlang größerer Störungsflächen bestenfalls im Meterbereich zu einer geringfügigen Dislozierung einiger Segmente der Riffstruktur mit leichter Nordwest-Vergenz. Ein Teil des Störungsnetzes wurde in der jüngeren geologischen Entwicklung reaktiviert und fungierte seit dem Alttertiär als Leitbahn für Karstwässer.

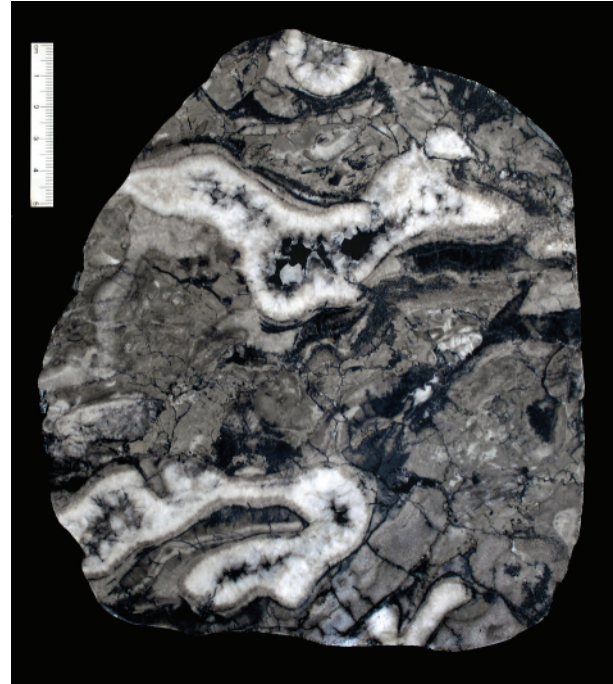


Abb. 2: Riffschutt aus dem Südostfeld des Tagebaus Winterberg mit Porenzement und Impsonitanreicherung.

Spaltenbildung und Verkarstungsphasen

Im unteren Tournaisium unterlag die Riffstruktur einer Dehnungsaktivität. Als erste nachweisbare Spuren gelten zwei ca. 1 m breite, SE–NW streichende vertikale Dehnungsrisse im Massenkalk. Ihre Füllung besteht aus unterkarbonischem Crinoidenkalk, in die Bestandteile der angrenzenden Massenkalken oder der Kalksteine der ehemaligen Riffauflage eingemischt sind (mündl. Mitt. D. Weyer). Generell war das Aufreißen solcher Frakturen von hohem Unterdruck begleitet, der weiches Sedimentmaterial aus der Umgebung einsaugte. Daneben konnte das noch im plastischen Zustand befindliche Decksediment der Riffstruktur an leicht geneigten Abschnitten als labiler Schichtverband in die vorwiegend vertikal angelegten Öffnungen hineingleiten.

Einen vollkommen anders gearteten Ursprung haben solche Sedimente, die sich in einem über längere Zeit offenen Unterwasser-Labyrinth bildeten. Hierbei handelt es sich um geflutete, ehemalige Karststrukturen. Deren Phänologie verweist eindeutig auf subaerische Herkunft, denn im Meerwasser findet keine Verkarstung statt. Durch ihre Vielgestaltigkeit und die bereits auf kurzer Entfernung wechselnden Ausmaße im Zentimeter- bis Meterbereich unterscheiden sie sich deutlich von den glattwandigen Spalten rein tektonischen Ursprungs. Als primäre Füllung der in allen möglichen Raumpositionen angetroffenen Weitungen erscheinen zunächst grauschwarze, sehr feinkörnige Schlammkalke (Mikrite, Abb. 3).

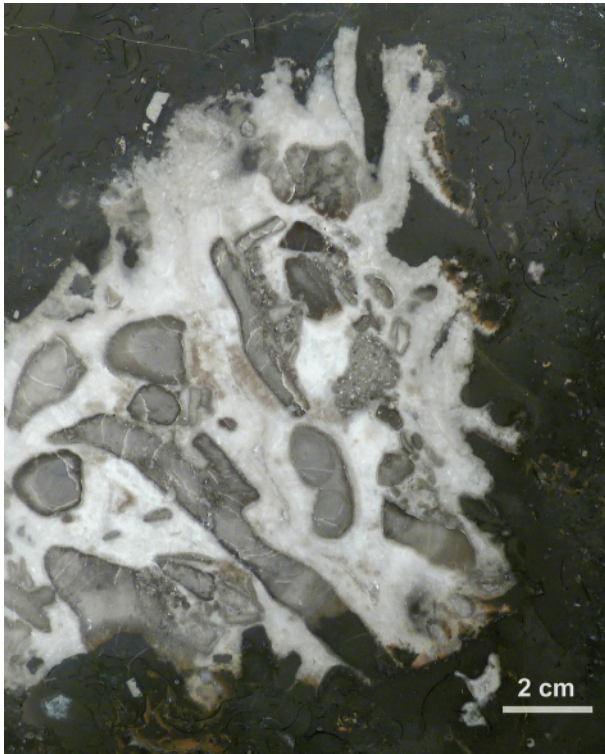


Abb. 3: Subaerisch korrodierter oberdevonischer Massenkalk vom Rand eines ehemaligen Hohlraums, der sich submarin mit unterkarbonischem Trilobitenkalk zusetzte; Iberg.

Das in vertikaler Richtung zunehmende Faunenspektrum besteht aus wenig oder nicht transportierten Skelettfragmenten von Solitärkorallen sowie hartschaligen Weich- und Gliedertieren. Deren Erhaltungszustand spricht für weitgehend autochthone Einbettung (Abb. 4a). Bemerkenswert ist daneben das Vorkommen von Zähnen mehrerer Hai-Arten und deren Flossenstachel (Abb. 4b) sowie von großwüchsigen orthoconen Cephalopoden. Auffällig sind schließlich die massenhaften Anreicherungen von Goniatiten im selben Sediment (Abb. 5). Ob sich hinter dieser speziellen Tanathocoenose ein kausaler Zusammenhang verbirgt, ist anzunehmen, wird aber derzeit noch überprüft. Neben lichtgebundenen Abschnitten gab es im Hohlraumgefüge auch Dunkelraumbiotope. Ansonsten lassen sich nach lithologischen Merkmalen vier Kalksteintypen unterscheiden: Trilobiten-, Crinoiden-, Goniatiten- und Brachiopoden-Kalk. Diese entsprechen – abgesehen von lokalen Sonderentwicklungen – den Vorkommen von Erdbach- bzw. Goniatiten-Kalk im Rheinischen Schiefergebirge (Amler et al. 2008; Korn 2010).

Mit dem Massenvorkommen von Trilobitenfragmenten (*Prolibole*) setzt die Nutzung von lichtlosen Spaltenarealen als Häutungsrefugium ein (Erdbach-Kalk, *anchoralis*-Conodontenzone). In den stratigrafisch höheren Abschnitten kommen diverse Ammoniten (*Merocanites*, *Irinoceras*, *Ammonellipsites*), Solitärkorallen (*Cyathaxonia*, *Cladochonus*, *Ufimia*, *Actinotheca*) vor. Meterhoch wurden Crinoiden-Stielglieder eingespült. Die etwas jüngere artenarme Gemeinschaft aus dünnchaligen Spiriferiden (*Martinia*) und

langzylindrischen tabulaten Korallen (*Amplexus*) scheint für ein weiteres Dunkelraumbiotop zu sprechen.

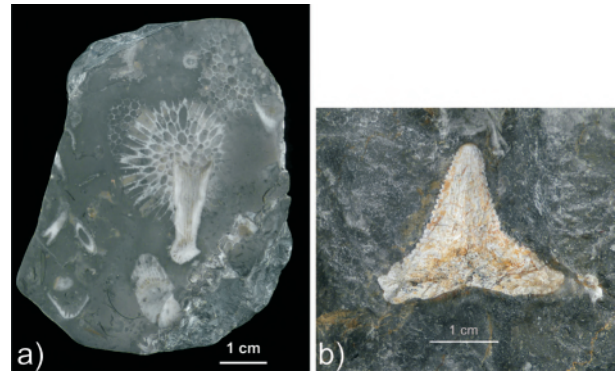


Abb. 4: (a) "Wohngemeinschaft" zweier Korallen (*Sutherlandia* auf *Ufimia*); Trilobitenkalk; (b) Zahn eines Hais (*Carcharopsis*), Goniatitenkalk, Iberg.

Nach einem stratigrafischen Hiatus treten Unmengen von Goniatiten auf, deren zeitliche Reichweite einen Abschnitt von ca. 8 Mio. Jahren repräsentiert (*Goniatites crenistria*- bis *Neoghyphioceras spirale*-Zone). Das an Individuen reiche Erscheinen der bislang nur vom Iberg-Winterbergkomplex bekannt gewordenen *Ibergirhynchia* (Gischler et al. 2003) stellt das letzte Massenvorkommen in den Unterwasser-Höhlen dar (*bilineatus*-Conodontenzone). Es weist ebenfalls Merkmale eines Dunkelraumbiotops auf (Abb. 5b).

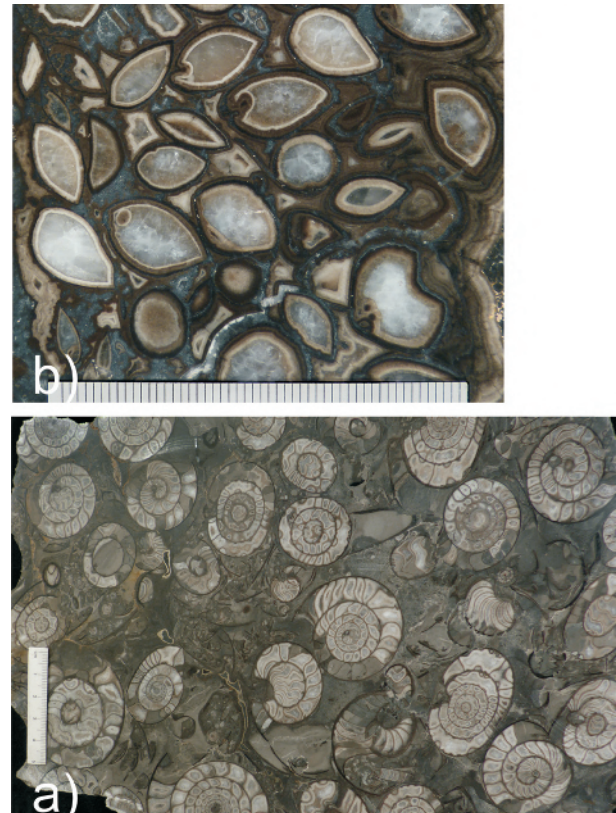


Abb. 5: (a) Akkumulation von Ammoniten; Anschliff von Goniatitenkalk und (b) Akkumulation von Rhynchonellen; Anschliff von Brachiopodenkalk, Iberg (Maßstab in cm).



Abb. 6: Kollabierter Karsthohlraum, Sedimentfüllung überwiegend durch Grauwacke; Iberg, 2015.

Allerdings machen sich hier erste Einflüsse der Grauwacke-Einschwemmung bemerkbar, die schließlich die gesamte Riffstruktur überdeckt. Dabei brechen die letzten noch offenen Unterwasser-Höhlen ein oder werden über laterale oder vertikale Kanäle aufgefüllt (Abb. 6).

Bis auf den Trilobitenkalk sind in den Spaltsedimenten neben tierischen Fragmenten auch leicht verkieselte Pflanzenreste in disperser Verteilung gefunden worden, in Einzelfällen sogar Holzfragmente. Die Frage, ob diese aus der unmittelbaren Umgebung eingeschwemmt wurden oder als ortsfremdes Treibgut anlandeten, kann noch nicht eindeutig beantwortet werden (Meyer-Berthaud 2014; Abb. 7). Immerhin untermauern die mit ihnen eingespülten napfartig korrodierten Gesteinstrümmer erstere Annahme. Der scharfkantig konturierte Brandungsschutt (Spritzwasserkarst) gelangte von steilen Klippen in der Wellenschlagzone ohne Abrollung sofort in tieferes Wasser (Abb. 8). Daneben gelten andere bis zu faustgroße Kalksteingerölle als Hinweis auf örtlich flach geneigte Uferabschnitte. Ansonsten sind sowohl eng geschichtete als auch durchmischte abgelagerte Sedimente am wechselvollen Profilaufbau der Hohlraumfüllungen beteiligt. Sie belegen Wasserbewegungen von kurzzeitig wechselnder Intensität bis hin zu turbulenten Ereignissen.

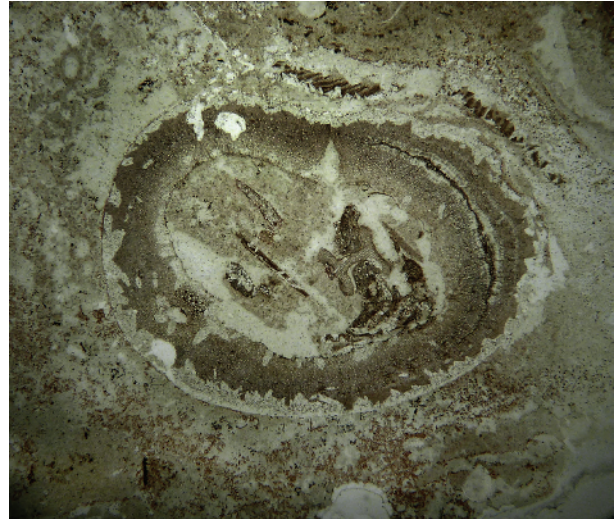


Abb. 7: Querschnitt des Stiels eines Farnblatts (*Zygopteris*); Brachiopodenkalk, Iberg. Bildbreite 3,5 cm.

Manche Spaltenfüllungen bestehen aus einer brekzienähnlichen Versturzmasse. Die voluminösen Trümmer aus Riffkalkstein oder älteren, bereits verfestigten Spaltsedimenten können Größen bis zu mehreren Kubikmetern erreichen. Sie bilden ein setzungsstabiles Haufwerk und werden von einer Matrix aus wulstig verformtem, d. h. beim Kollaps noch plastisch reagierendem Mikrit umgeben. Selten setzen sich noch schmale Risse bis in den unbeeinflussten Massenkalk fort. Das gesamte Erscheinungsbild deutet auf einen tektonisch induzierten Kollaps submariner Hohlräume hin (Knappe 2014; Knappe et al. 2016, Stopp 5, dieser Band).

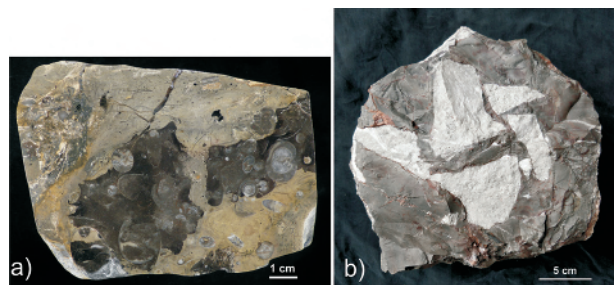


Abb. 8: (a) Brandungskarstgerölle aus älterem Goniatitenkalk vom Typ Spritzwasserkarst, eingelagert in jüngeren Goniatitenkalk; (b) Brekzie aus oberdevonischem Massenkalk, hineingebrochen in unterkarbonischen Schlammkalk; Iberg.

Trotz Konsolidation verfügen die Mikrite der Hohlraumfüllungen im Gegensatz zum Massenkalk über eine herabgesetzte Bruch- und Scherfestigkeit. Die Ursache dafür ist ihr höherer Tongehalt, der etwa 5 % beträgt und die Umkristallisation zu größeren Kornaggregaten verhinderte. Dieser Umstand führte zu strukturellen Sonderentwicklungen bei der weiteren Entwicklung der Hohlraumfüllungen, insbesondere wegen der Brüchigkeit bei tektonischer Beanspruchung. Die selektiv ausgerichtete Korrosion bevorzugte während der jüngeren Erdgeschichte

(Alttertiär bis Pleistozän) die lösungsschemisch leichter zugänglichen mikritischen Bereiche (Beispiel: Iberger Tropfsteinhöhle).

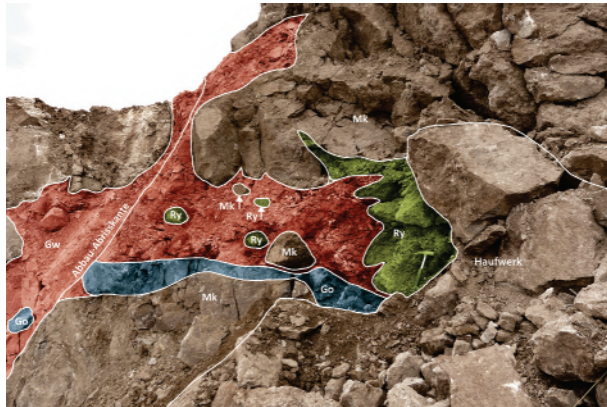


Abb. 9: Pulsierende Verkarstung: Durch subaerische Auswaschung von Massenkalk (Mk) entstand ein spaltenförmiger Hohlraum, der geflutet und mit Goniaitenkalk (Go) gefüllt wurde. Nach abermaliger Trockenlegung und Ausräumung während der nächsten Korrosionsphase geriet die Struktur wieder unter Wasser und wurde mit Grauwacke (Gw) zugeschüttet; Winterberg; Ry = Reste von Rhynchonellen-/Brachiopodenkalk.

Die Spaltensedimente des Iberg/Winterberg-Komplexes entstammen mindestens vier Verkarstungsintervallen innerhalb von 25 Mio. Jahren, die sich durch den unterschiedlichen Fossilinhalt zu erkennen geben (Abb. 9). Eingeleitet wurden sie in der Vorphase zum Erdbach-Kalk mit einer extremen Absenkung des Meeresspiegels. Allein nach der heutigen Differenz zwischen den Top- und Basislagen der Spaltenfüllungen zu urteilen, lag sie bei mindestens 130 Metern. Nicht eingerechnet sind die durch Erosion eingetretenen Verluste der obersten Geländeabschnitte. So könnte die größte Oszillation durchaus 180 Meter erreicht haben. Zu den wirksamsten Phasen mit hohem Erosionspotenzial bei Meeresspiegeltiefständen gehören demnach das obere Tournaisium (vor-*Ammonellipsites*-Intervall), das mittlere Viséum (vor-*crenistrina*-Intervall) und zwei Schwankungen im oberen Viséum (vor- und nach-*Neoghyphioceras*-Intervall).

Die Frage, ob die Ursachen der mehrfachen Inselbildung der Riffstruktur in regionalen Vorgängen (submariner Vulkanismus, tektonische Pulsation) oder eher in weltweiten eustatischen Meeresspiegelschwankungen zu suchen sind, kann derzeit nur ansatzweise beantwortet werden. Immerhin findet der tiefreichende Oberflächenkarst im Iberg-Winterbergkomplex seine Entsprechung in Schichtlücken benachbarter Sedimentationsräume. Erste Indizien für überregionale Ursachen ozeanischer Pegelschwankungen stammen von Tiefwassersedimenten der nahen und weiteren Umgebung der Riffstruktur. Hierzu zählen Flinzkalke und einige Kieselschiefer. Deren partielle Abtragung erfolgte nicht allein durch submarine Strömungen, sondern fand vermutlich sogar unter subaerischen Bedingungen statt. Während dieser Absenkungszeiträume haben selbst submarine Schwellen

deutliche Erosionsverluste erlitten, was sich in Schichtlücken abzeichnet (Zellmer 1996). Die ersten dieser Ereignisse fallen mit vulkanischen Aktivitäten im Westthar zu zusammen (Oberharzer Diabaszug und Tufflagen in Kiesel-schiefern/Adinolen). Auch am Nordrand des Elbingeröder Komplexes wurden in der zeitgleichen unterkarbonischen Büchenberg-Serie Schichtausfälle beobachtet (mündl. Mitt. D. Weyer).

Der Iberg/Winterberg-Komplex ist allseitig von Grauwacke umgeben, die sich gegen Ende des Unterkarbons immer höher um die Riffstruktur bis zu dessen vollständiger Überdeckung akkumulierte (Rippert 1975). Mit diesem sandig-tonigen Sediment wurde auch die letzte bis dahin noch verbliebene Korrosionsstruktur im Massenkalk verschlossen. Bedingt durch ihre Position im Druckschatten des Kalksteins sind Grauwacke und Grauwacketonstein bei der orogenetischen Überprägung längst nicht so verfestigt worden wie ihre Äquivalente im Außenbereich der Riffstruktur. Als Schwachstellen im Felsverband begünstigten sie die spätere Tektonik, Druckwasserbewegung und Erosion.

Schlussfolgerungen

Neben dem eigentlichen Riffkalkstein waren auch die Spaltenfüllungen mehrfach Gegenstand der Betrachtung (u. a. Franke 1973; Gischler 1992). Inzwischen vermitteln das reiche Inventar der Karstfüllungen aus Neuaufschlüssen und die erneute Bestandsaufnahme noch vorhandener Altaufschlüsse eine andere Sicht auf die seinerzeit entwickelten Vorstellungen. Das betrifft in erster Linie die Aussagen zur Spaltengenese und zur faunistisch-floristischen Entwicklung der Riffstruktur seit dem Oberdevon. Die meisten der Unterwasser-Höhlen sind vermutlich durch tektonisch induzierte Einflüsse einfach in sich kollabiert. Auch die These vom Abgleiten des Winterbergs als gebirgsmechanisch gekappte Spitze des Ibergs sollte nicht weiter verfolgt werden. Es sind nicht nur gebirgsmechanische Fakten, die dagegen sprechen (Heydecke 2011). Die von Gischler (1992) angenommene großräumige Über- bzw. Abschiebungszone ist im heutigen Aufschlussbild nicht nachweisbar. Ebenso unterstreicht das gegenwärtig in beiden Abbaufeldern auf gleicher Höhe befindliche Sedimentationsniveau aller Goniaitenkalk-Vorkommen, dass zwischen beiden Arealen weder stratigrafisch relevante Höhendifferenzen bestanden haben, noch ein keilförmiges Abgleiten im Sinne einer Profildoppelung stattgefunden hat.

Ob neben den dokumentierten Phänomenen des oberflächennahen Spritzwasser- und Subrosionskarstes noch weitere lösungsschemische Ursachen für die Hohlraumbildung im Riffsockel infrage kommen, bleibt künftigen Untersuchungen vorbehalten. Denkbar sind z. B. saure, aus dem Untergrund aufdringende Wässer, die im Zusammenhang mit oxidativen Prozessen im einstigen Erdöl-speicher stehen. Andererseits wäre die Möglichkeit der

Subsolation am Meeresboden bzw. auch in der freien Wassersäule in Tiefen ab 100 Metern in Erwägung zu ziehen (pers. Mitt. T. Steiger, Blankenburg/Harz 2016).

Literatur

- Amler, R. W.; Heidelberger, D. & Müller, P. (2008): Die unterkarbonischen Erdbach-Kalke von Breidscheid-Erdbach: Führungsblatt zu zwei karbonzeitlichen Fossilfundstellen im Lahn-Dill-Kreis. *Paläontologische Naturdenkmäler in Hessen* **13**: 1-20.
- Franke, W. (1973): Fazies, Bau und Entwicklungsgeschichte des Iberger Riffes (Mitteldevon bis Unterkarbon III, NW-Harz, W-Deutschland). *Geologisches Jahrbuch, (A: Allgemeine und regionale Geologie Bundesrepublik Deutschland und Nachbargebiete, Tektonik, Stratigraphie, Paläontologie)* **11**: 3-127.
- Gereke, M. (2007): Die oberdevonische Kellwasser-Krise in der Beckenfazies von Rhenohercynikum und Saxothuringikum (spätes Frasnium/frühes Famennium). *Kölner Forum für Geologie und Paläontologie* **17**: 1-228.
- Gischler, E. (1992): Das devonische Atoll von Iberg und Winterberg im Harz nach Ende des Riffwachstums. *Geologisches Jahrbuch (A: Allgemeine und regionale Geologie Bundesrepublik Deutschland und Nachbargebiete, Tektonik, Stratigraphie, Paläontologie)* **129**: 5-193.
- Gischler, E.; Sandy, M. R. & Peckmann, J. (2003): *Ibergirhynchia contraria* (F. A. Roemer, 1850), an early Carboniferous seep-related rhynchonellide brachiopod from the Harz Mountains, Germany – a possible successor to *Dzieduszyckia*? *Journal of Paleontology* **77** (2): 293-303.
- Heydecke, S. (2011): Geologische Kartierung im Tagebau Winterberg bei Bad Grund unter Berücksichtigung der strukturgeologischen und faziesbedingten Einflüsse auf die Qualitätsverteilung der abbaurelevanten Kalksteine. *Unveröffentlichte Diplomarbeit, Institut für Geologie und Paläontologie, TU Clausthal*.
- Knappe, H. (2014): Zur Entwicklung der Karststrukturen im Riffkalkstein von Iberg und Winterberg bei Bad Grund (Westharz). *Mitteilungen des Verbandes der Deutschen Höhlen- und Karstforscher* **60** (3/4): 80-90.
- Korn, D. (2010): Lithostratigraphy and biostratigraphy of the Kulm succession in the Rhenish Mountains. *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften* **161** (4): 431-453.
- Lütke, F. & Koch, B. (1983): Das Inkohlungsbild des Paläozoikums im Westharz und seine Interpretation. *Geologisches Jahrbuch, (A: Allgemeine und regionale Geologie Bundesrepublik Deutschland und Nachbargebiete, Tektonik, Stratigraphie, Paläontologie)* **69**: 3-42.
- Meyer-Berthaud, B. (2014): Vorläufige Mitteilung zur Anatomie teilverkieselter Pflanzenfragmente aus submarinen Schlottenfüllungen im Iberg/Winterberg-Komplex. *Unveröffentlichter Bericht, Montpellier*.
- Peckmann, J.; Gischler, E.; Oschmann, W. & Reitner, J. (2001): An Early Carboniferous seep community and hydrocarbon-derived carbonates from the Harz Mountains, Germany. *Geology* **29** (3): 271-274.
- Rippert, K.-H. (1975): Stratigraphische und sedimentologische Untersuchungen im Unterkarbon nördlich des Oberharzer Diabaszuges (NW-Harz). *Göttinger Arbeiten zur Geologie und Paläontologie* **18**: 58 S.
- Weyer, D. (2013/2014): Probenprotokolle zur Conodontenanalyse. Bearbeitungsstand 10.8.2014. *Unveröffentlichter Bericht, Berlin*.
- Zellmer, H. (1996): Stratigraphie und Petrographie der Kiesel-schiefer-Fazies im Harz (Mitteldevon bis Unterkarbon). *Braunschweiger Geowissenschaftliche Arbeiten* **19**: 72 S.

Cite this article: Knappe, H. (2016): Paläozoische Karststrukturen im Riffkalkstein von Iberg und Winterberg bei Bad Grund (Westharz, Niedersachsen). In: Friedel, C.-H. & Leiss, B. (Hg.): Harzgeologie 2016. 5. Workshop Harzgeologie – Kurzfassungen und Exkursionsführer. *Göttingen Contributions to Geosciences* **78**: 25–30.

http://dx.doi.org/10.3249/978-3-86395-292-1_5

Das Rhenohercynikum als geothermischer Erkundungshorizont im Raum Göttingen

Bernd Leiss^{1*}; Carl-Heinz Friedel²; Till Heinrichs³; David C. Tanner⁴; Axel Vollbrecht¹; Bianca Wagner³ & Klaus Wemmer⁵

¹Abt. Strukturgeologie und Geodynamik, Geowissenschaftliches Zentrum der Universität Göttingen, Goldschmidtstr. 3, 37077 Göttingen;

Email: bleiss1@gwdg.de

²Karl-Marx-Str.56, 04158 Leipzig;

³Abt. Angewandte Geologie, Geowissenschaftliches Zentrum der Universität Göttingen, Goldschmidtstr. 3, 37077 Göttingen;

⁴Leibniz-Institut für Angewandte Geophysik (LIAG), Stilleweg 2, 30655 Hannover

⁵Abt. Isotopengeologie, Geowissenschaftliches Zentrum der Universität Göttingen, Goldschmidtstr. 3, 37077 Göttingen

* corresponding author

Göttingen
Contributions to
Geosciences
www.gzg.uni-goettingen.de

78: 31

2016

Zur Erkundung des tiefeingethermischen Potentials für die Wärmeversorgung des Campus der Georg-August-Universität und der Universitätsmedizin Göttingen, wurden im Frühjahr 2015 in einem ersten Schritt zwei je 10 km und 11,5 km lange seismische Profile mit einer Erkundungstiefe von bis zu 5.000 m gemessen. Diese sollen zu einer ersten strukturellen Charakterisierung des rhenohercynischen Grundgebirges beitragen, das unter der ca. 1.500 m tief liegenden Basis des Zechsteinlagers und des darüber folgenden mesozoischen Deckgebirges liegt. Eine der Fragen dabei ist, ob sich die N-S streichende Leinetalgrabenstruktur, in der Göttingen liegt, sich in das Grundgebirge direkt darunter z. B. als Dehnungsstruktur fortsetzt. Für bessere geophysikalische Korrekturen der seismischen Daten und deren geophysikalische und geologische Interpretation sowie für die Identifizierung potentieller permeabler Horizonte und/oder Strukturen in einer späteren Bohrung ist die Analyse der möglichen auftretenden Lithologien hinsichtlich ihrer petrophysikalischen Eigenschaften sowie die Modellierung seismischer Profile auf der Basis der auftretenden Struktur- und Gefügecharakteristika u. a. in Abhängigkeit der Gesteinsanisotropie und der relevanten Skalenbereiche essentiell.

Für Analogstudien dient hierfür das im Harz aufgeschlossene Variszikum. Erste Arbeiten zur Quantifizierung der anisotropen gesteinsphysikalischen Eigenschaf-

ten durch Texturmessungen von Muskovit und Chlorit im Kulm-Tonschiefer der Muldenstruktur vom Aufschluss an der südlichen Auffahrt nach Oberschulenberg zeigen z. B. eine schieferungsbedingte Vp-Anisotropie von 7 %. Der Einfluss der penetrativen, in vergleichsweise großen Gesteinsvolumina auftretenden, relativ raumlagenkonstant auftretenden Schieferung ist der kleinräumig verfalteten Schichtung und den nur lokal auftretenden Störungen quantitativ gegenüber zu stellen. Diese Flächengefüge sind auch bei einer möglichen Entwicklung von Rissgefügen für die Erzeugung von Permeabilitäten zu berücksichtigen. Vor allem zu letzterem Punkt tragen auch Neuinterpretationen von Strukturen bei, wie z. B. die ursprünglich als sedimentäre Brekzie (Schlammstrom) interpretierte spätvariszische Störungsbrekzie am Sparenberg an der Innerste bei Lautenthal.

Cite this article: Leiss, B.; Friedel, C.-H.; Heinrichs, T.; Tanner, D. C.; Vollbrecht, A.; Wagner, B. & Wemmer, K. (2016): Das Rhenohercynikum als geothermischer Erkundungshorizont im Raum Göttingen. *In:* Friedel, C.-H. & Leiss, B. (Hg.): Harzgeologie 2016. 5. Workshop Harzgeologie – Kurzfassungen und Exkursionsführer. *Göttingen Contributions to Geosciences* 78: 31.

http://dx.doi.org/10.3249/978-3-86395-292-1_6

Neue Daten zur Zusammensetzung, zum Alter und zur Herkunft paläozoischer Sandsteine im Ostharz

Guido Meinhold^{1*}; Thorsten Igers¹; Klaus Wemmer²; Carl-Heinz Friedel³; Kersten Löwen¹ & Jasper Berndt⁴

¹Abt. Sedimentologie & Umweltgeologie, Geowissenschaftliches Zentrum der Georg-August-Universität Göttingen, Goldschmidtstr. 3, 37077 Göttingen;

Email: guido.meinhold@geo.uni-goettingen.de

²Abt. Isotopengeologie, Geowissenschaftliches Zentrum der Georg-August-Universität Göttingen, Goldschmidtstr. 3, 37077 Göttingen;

³Karl-Marx-Str. 56, 04158 Leipzig;

⁴Institut für Mineralogie, Westfälische Wilhelms-Universität Münster, Corrensstr. 24, 48149 Münster

* corresponding author

Göttingen
Contributions to
Geosciences
www.gzg.uni-goettingen.de

78: 33-35, 2 Abb.

2016

Einführung

Der Harz ist ein Teil des Rhenoharzynikums (Rhenoharzynische Zone) der mitteleuropäischen Varisziden (Kossmat 1927). Einige im Rhenoharzynikum vorkommenden Gesteine, wie z. B. das breite Spektrum an Schelfsedimenten, sind untypisch für die rhenoharzynische Entwicklung (Oczlon 1994; Huckriede et al. 2004). Diese "exotischen Gesteine" zeigen hinsichtlich ihrer Fazies und ihrer Fossilienvergesellschaftung große Ähnlichkeiten mit den paläozoischen Gesteinen des westlichen Mittelmeerraums, des Saxothuringikums und des tschechischen Barrandiums (Oczlon 1994). Huckriede et al. (2004) vermuten, dass diese Gesteine durch Deckenüberschiebungen aus dem Saxothuringikum auf das Rhenoharzynikum überschoben wurden (vgl. Oczlon 1994). Die Armorika-Affinität scheint ebenfalls auf einige Sedimente im Ostharz zuzutreffen (z. B. Huckriede et al. 2004).

Ausgehend von diesem Forschungsstand soll hier geprüft werden, ob eine Analogie zwischen den Sandsteinen aus drei verschiedenen Untersuchungsgebieten des Ostharzes mit denen der Armorika-Terrangruppe vorliegt. Die Untersuchungsgebiete liegen auf einem NW-SE Profil im Umfeld von Thale, Harzgerode und Wippra (Abb. 1). Sandsteine vornehmlich Quarzite und Grauwack-

cken wurden beprobt und mittels Dünnschliffe petrographisch untersucht sowie die Haupt- und Spurenelementgehalte an Schmelztabletten mit der Röntgenfluoreszenzanalyse bestimmt. Zusätzlich kam die U/Pb-Datierung detritischer Zirkone mittels LA-ICP-MS zum Einsatz, um Aussagen über die Provenienz und das maximale Alter der Sedimente treffen zu können.

Ergebnisse

Die Quarzite und Grauwacken von Thale ähneln petrographisch denen im Umfeld von Harzgerode. Die Quarzite bestehen hauptsächlich aus Quarz (Monoquarz überwiegt) und vereinzelt vorkommenden Muskovit. Das Schwermineralspektrum wird dominiert von Zirkon und Rutil und opaken Mineralen. Auch bei den untersuchten Grauwacken ist Quarz die dominierende Mineralphase bei den Klasten. Dieser ist zu mindestens 90 % als Monoquarz ausgebildet. Im Vergleich zu den Quarziten kommt Polyquarz jedoch häufiger vor. Die Proben sind ebenfalls ausgesprochen arm an Feldspat. Bei dem wenigen Feld-

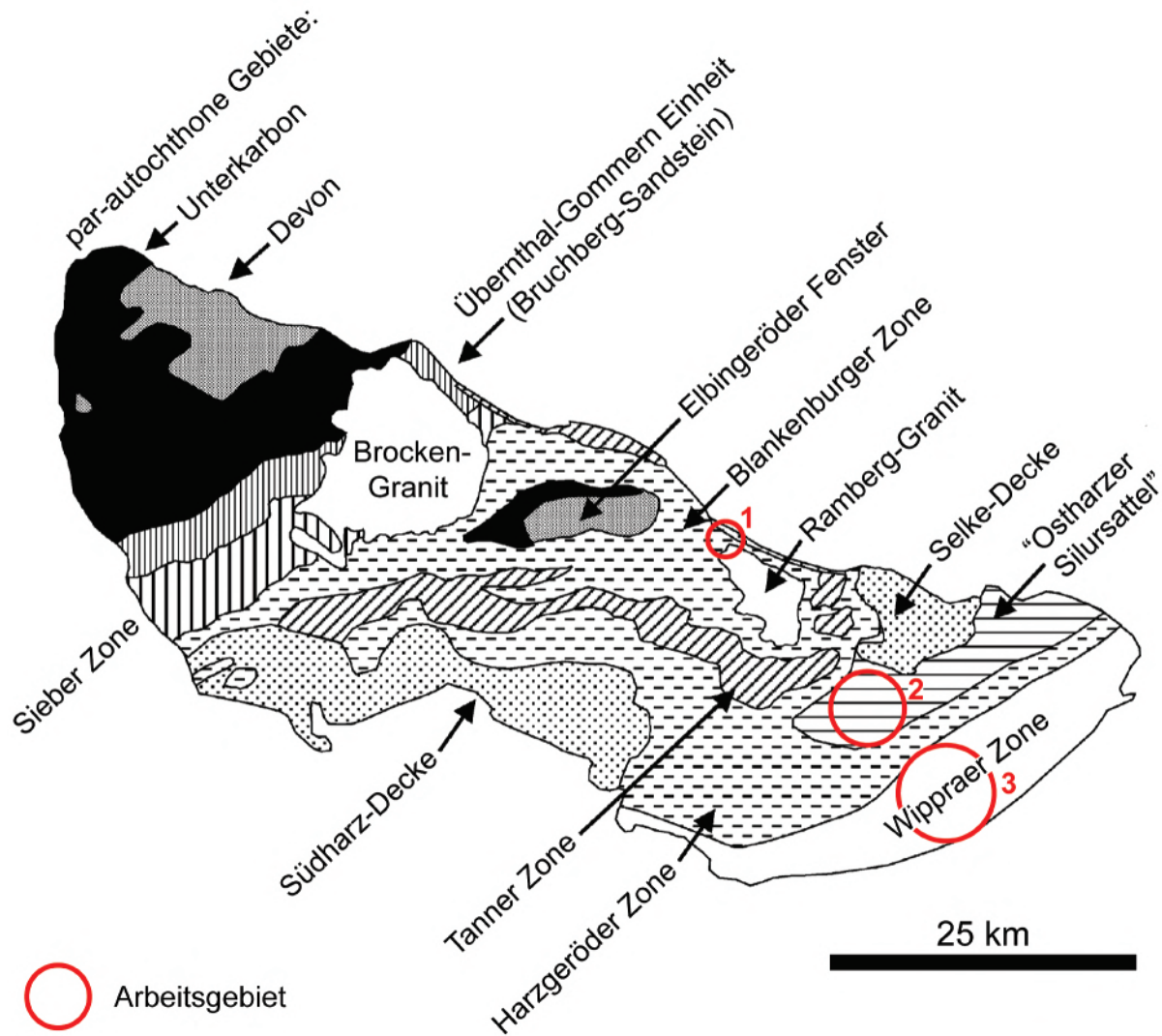


Abb. 1: Strukturelle Gliederung des Harzes (verändert nach Huckriede et al. 2004) mit Lage der drei Arbeitsgebiete: 1 – Umfeld von Thale, 2 – Umfeld von Harzgerode, 3 – Umfeld von Wippra.

spat, der vorhanden ist, handelt es sich fast ausschließlich um Kalifeldspat. Im Gegensatz zu den Quarziten enthalten die untersuchten Grauwacken eine geringe Menge an bis zu mehreren Millimetern großen sedimentären Einzelklasten. Bei den Schwermineralen dominieren wieder Zirkon und Rutil. Die dunkle tonhaltige Matrix macht ca. 15–25 % aus. Mit ein paar Ausnahmen handelt es sich bei den hier untersuchten Grauwacken um Quarzwacken. Die Quarzwacken bei Thale und Harzgerode unterscheiden sich lithologisch eindeutig von den Grauwacken der Selke-Decke. Letztere besitzen u. a. einen höheren Feldspatgehalt. Die Metagrauwacken der Fütterungsberg-Metagrauwacken-Formation (Fischer 1929; Burmann & Franzke 2001) der Wippraer Zone (Bereich 3, Abb. 1) setzen sich insofern von den anderen betrachteten Gesteinen ab, als dass sie stärker mikrotektonisch beeinflusst sind. Neben Quarz und Feldspat ist zudem häufig Muskovit, Epidot und Hornblende vertreten. Die Metagrauwacken unterscheiden sich geochemisch u. a. durch ihre erhöhten

Cr-Gehalte von den Grauwacken im Umfeld von Harzgerode.

Für die Fütterungsberg-Metagrauwacken-Formation wird hier basierend auf petrographischen und geochemischen Daten sowie U/Pb-Altern detritischer Zirkone ein oberdevonisches bis unterkarbonisches Alter angenommen. Die meisten Quarzite und Grauwacken von Thale und Harzgerode (Bereiche 1 und 2, Abb. 1) zeigen detritische Zirkonalter (Abb. 2), wie man sie in frühpaläozoischen Sandsteinen der Armorika-Terrangruppe findet. Weitere Studien haben nun zum Ziel, das geeignetste paläotektonische Modell zu finden, um die Armorika-Affinität paläozoischer Sandsteine entlang des Südrandes des Rhenoharzynikums bzw. nördlich der Mitteldeutschen Kristallzone zu erklären.

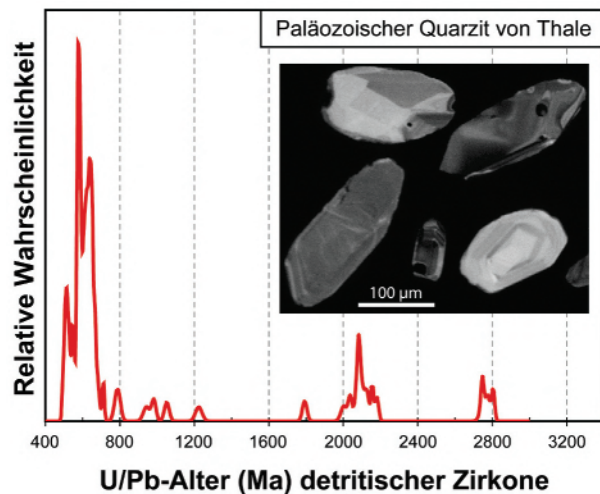


Abb. 2: Repräsentatives U/Pb-Altersspektrum detritischer Zirkone für einen Quarzit westlich von Thale. Die Kathodolumineszenzbilder zeigen sehr einfach aufgebaute Zirkone.

Literatur

- Burmann, G. & Franzke, H. J. (2001): 4.27.2.1 Ordovizium und Kambro(-ordovizium)? der Wippraer Zone (Metamorpher Höhenzug des Unterharzes), Gebiet Breitung – Wippa – Braunrode/Hettstedt. In: Deutsche Stratigraphische Kommission (2001): Stratigraphie von Deutschland II - Ordovizium, Kambrium, Vendium, Riphäikum - Teil III: Nordthüringen, Sachsen-Anhalt, Brandenburg, Nordrhein-Westfalen, Niedersachsen, Mecklenburg-Vorpommern, deutscher Anteil Ostsee, Schleswig-Holstein, deutscher Anteil Nordsee. *Courier Forschungsinstitut Senckenberg* **235**: 16-30.
- Huckriede, H.; Wemmer, K. & Ahrendt, H. (2004): Palaeogeography and tectonic structure of allochthonous units in the German part of the Rheno-Hercynian Belt. *International Journal of Earth Sciences* **93**: 414-431. <http://dx.doi.org/10.1007/s00531-004-0397-4>
- Fischer, G. (1929): Die Gesteine der Metamorphen Zone von Wippa mit besonderer Berücksichtigung der Grünschiefer. *Abhandlungen der Preussischen Geologischen Landesanstalt (N. F.)* **121**: 1-64.
- Kossmat, F. (1927): Gliederung des varistischen Gebirgsbaus. *Abhandlungen des Sächsischen Geologischen Landesamtes* **1**: 1-39.
- Oczlon, M. S. (1994): North Gondwana origin for exotic Variscan rocks in the Rhenohercynian zone of Germany. *Geologische Rundschau* **83**: 20-31. <http://dx.doi.org/10.1007/s00211892>

Cite this article: Meinhold, G.; Igers, T.; Wemmer, K.; Friedel, C.-H.; Löwen, K. & Berndt, J. (2016): Neue Daten zur Zusammensetzung, zum Alter und zur Herkunft paläozoischer Sandsteine im Osthartz. In: Friedel, C.-H. & Leiss, B. (Hg.): Harzgeologie 2016. 5. Workshop Harzgeologie – Kurzfassungen und Exkursionsführer. *Göttingen Contributions to Geosciences* **78**: 33–35.

http://dx.doi.org/10.3249/978-3-86395-292-1_7

Diapirismus und Doming von Sulfat-Gesteinen (Zechstein, Harz)

Josef Paul¹

¹Abt. Sedimentologie und Umweltgeologie, Geowissenschaftliches Zentrum der Georg-August-Universität Göttingen, Goldschmidtstr. 3, 37077 Göttingen; Email: rene.paul@web.de

Einführung

Bei der Exploration von Zechstein-Salz im Staßfurter Revier war den Geologen bereits im 19. Jahrhundert aufgefallen, dass die Mächtigkeit des Leine-Sulfats (Hauptanhydrit) zwischen 20 und 90 m schwankte. Fulda (1929) beschrieb das Phänomen detailliert und prägte den Namen "Anhydritklippen". Noch in jüngerer Zeit hatten Richter-Bernburg (1985) und Langbein (1987) keine rechte Vorstellung von der Genese dieser Klippen. Dabei hatte Hemmann (1972) bereits detailliert die dortigen Klippen als bei der Entwässerung des Gipses entstanden interpretiert (Abb. 1).

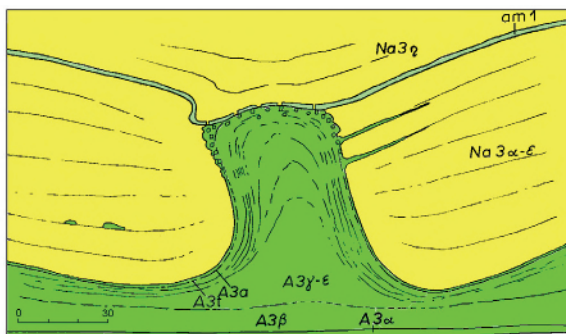


Abb. 1: Klippenanhydrit des Leine-Sulfates. Nach Hemmann (1972).

Am südlichen Rand des variszisch gefalteten Harzes streichen in einem mehrere km breiten Gürtel Schichten des Zechsteins aus (Abb. 2). Sulfate kommen in den drei unteren Zechstein-Formationen vor (Tab. 1).

Tab. 1: Vereinfachte Schichtenfolge und Mächtigkeit des Zechsteins im Subherzynen Becken und auf der Eichsfeld-Altmark-Schwelle. Symbole nach Richter-Bernburg (1985). Gelb: Sulfatvorkommen; Daten hauptsächlich nach Hemmann (1972) und Paul (1993, 2014).

Formationen	Symbol	Becken (m)	Schwelle (m)
Leine-Fm.	Na3	100-150	0
	A3	35-50	50-60
	Ca3	0	0-20
	T3	5	1-10
Staßfurt-Fm.	Na2	200-500	0-
	A2	2-3	0-70
	Ca2	3-5	-100
Werra-Fm.	Na1	0-8	0
	A1	40-50	0-300
	Ca1	5-8	0-80
	T1	0,5	0-2

Im Bereich der Eichsfeld-Altmark-Schwelle wurde kein Werra-Salz abgelagert. Die Sulfate wurden primär als Gips abgelagert. Bereits in der frühen Diagenese wurde der Gips kompaktiert und außerdem verlor der Gips sein Kristallwasser und wurde in Anhydrit umgewandelt, so dass große Wassermengen frei wurden. Während der großräumigen Hebung Mitteleuropas ab der Kreide wurden die über dem Zechstein abgelagerten mesozoischen Schichten wieder entfernt.

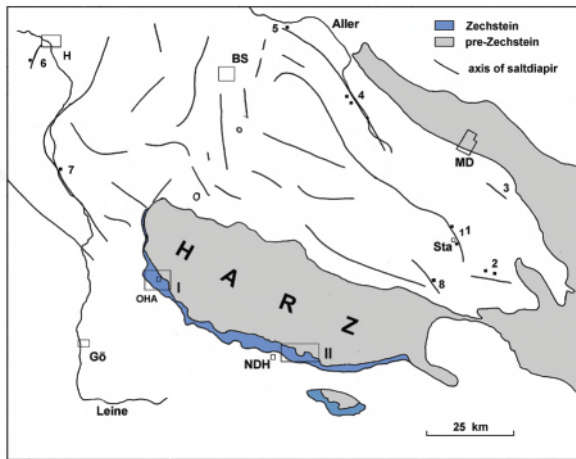


Abb. 2: Der Harz, Ausbiss des Zechsteins und Salzszättel. Nach Paul (2014).

Der Anhydrit kam mit Grundwässern in Kontakt und vergipste wieder. Infolgedessen liegen fast alle Sulfate an der Oberfläche wieder als Gips vor. Bei diesen Transformationen ändern sich zwar die Mikrostrukturen, die Makrostrukturen bleiben aber erhalten (Reimann 1991). Die Aufschlussverhältnisse am Harzrand erlauben infolge zahlreicher Steinbrüche und natürlicher Klippen großflächige Beobachtungen der Zechstein-Schichten (Williams-Stroud & Paul 1997).

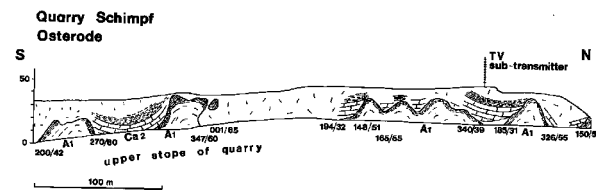


Abb. 3: Gipsdiapire des Werra-Sulfats bei Osterode (aus Paul 1987).

Insbesondere das Werra-Sulfat ist stark deformiert. Synsedimentäre großräumige Gleitungen ganzer Sedimentstapel führten beiderseits der Eichsfeld-Schwelle zu chaotischen Lagerungsverhältnissen. Ein Teil der Schichten liegt als Selenite oder als gut geschichtetes Sulfat vor. Die obersten 20 m des Gipses sind dagegen laminiert und großwellig deformiert (Abb. 3). Ihre interne Schichtung verläuft parallel zur Oberkante des Gipses. Sehr wahrscheinlich sind es aber Scherbahnen, die die Bewegung des Gipses nachzeichnen. Die runden bis zu 30 m hohen Kuppeln ragen fast senkrecht empor, haben dann aber ein flaches Dach.

Am Hellenberg westlich Osterode sind die das Werra-Sulfat überlagernden tonigen Dolomite des Staßfurt-Karbonats in einem langen etwa NW–SE verlaufenden Rücken aufgeschlossen. Die Schichtung fällt radial vom Zentrum weg. Sie zeigt alle Arten von Deformation: Brekzierung, Rutschfalten, Knickfaltung und vorwiegend horizontale Harnische. Die Achsen sowohl der slump- als auch der Knick-Falten liegen parallel zur Hauptachse. Die

zum Teil stark gebogenen, welligen Harnischflächen stehen senkrecht zur Hauptachse. Es gibt auf den Flächen keine Ausscheidungen von Calcit oder anderen Mineralien. Dies alles sind Indikationen von einer sehr frühen Deformation, als das Staßfurt-Karbonat noch nicht völlig lithifiziert war. Der Rücken, im Inneren aus dem Werra-Gips bestehend, hob sich und das Staßfurt-Karbonat glitt in einzelnen Blöcken senkrecht zur Hauptachse abwärts.

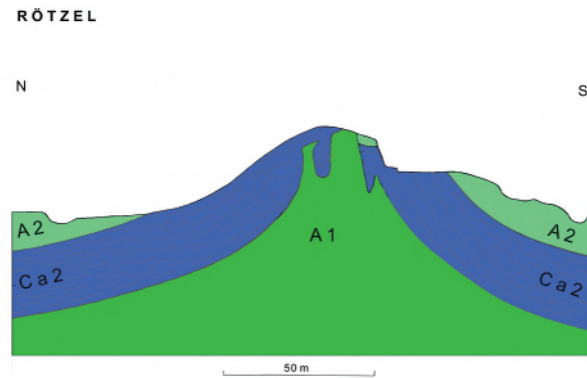


Abb. 4: Der Rötzel (Gipsdiapir) bei Osterode. Nach Paul (2014).

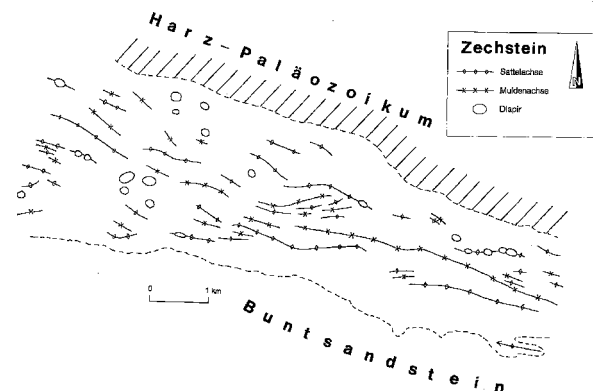


Abb. 5: Gipszättel und Gipskuppen nordöstlich von Nordhausen. Nach Paul (2014).

Der Rötzel ist ein mehrere km langer Rücken von Staßfurt-Karbonat südlich von Osterode. In einem kleinen aufgelassenen Steinbruch ist der Kern des Sattels, der vom Sulfat der Werra-Formation gebildet wird, aufgeschlossen. Darüber liegt das Staßfurt-Karbonat. In der Achse des Sattels hat der Gips-Diapir sein Dach durchbrochen und liegt im Niveau des Staßfurt-Sulfats. Im Vergleich zum Hellenberg sind hier die Dolomud- bis Dolowackestones dickbankiger und haben höhere Karbonat-Gehalte. Im Sattelfirst ist der Dolomit in cm-große Stücke brekziiert. In einzelnen Taschen hat sich Gips angesammelt. Der Dolomit verhielt sich spröde, war bereits lithifiziert als der Gips noch plastisch agierte. Südlich des Hauptsattels kommen mehrere, parallel mit dem Hauptsattel verlaufende Nebensättel vor.

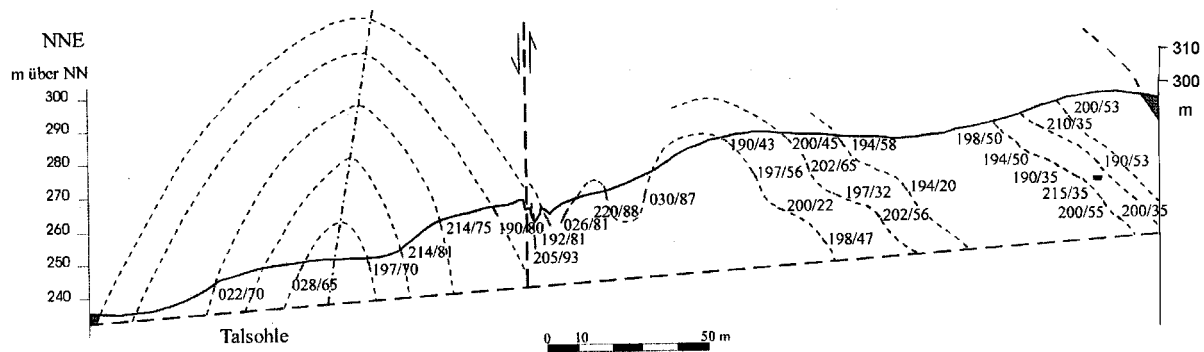


Abb. 6: Die Sattelköpfe bei Nordhausen. Nach Isele (1999).

Auch das Staßfurt-Sulfat im Steinbruch Ührde südöstlich von Osterode ist von einer intensiven Faltung betroffen, kenntlich an der Deformation einer eingelagerten Tonsteinschicht. Leider sind die Deckschichten nicht erhalten, so dass die Falten unvollständig sind.

Nordwestlich und nordöstlich von Nordhausen sind die Zechstein-Schichten deformiert. Hier sind die Karbonate und Sulfate flächenhaft aufgeschlossen, da die quartären Deckschichten nur lückenhaft vorhanden sind (Paul et al. 1998). Sie bilden einzelne Dome und zahlreiche, lange WNW–ESE parallel zum Harzrand streichende Sättel und Mulden mit zum Teil senkrechten Flanken (Abb. 5–6).

Am Rand des Rheinischen Schiefergebirges und am Werra-Grauwacken-Sattel kommen ähnliche Zechstein-Gipsdome vor, in Süddeutschland gibt es Gipsdome des Muschelkalk-Salzes.

Das von Hemmann (1972) am Leine-Sulfat erkannte “doming” des Gipses kommt in allen Sulfat-Horizonten des Zechsteins am Harz und anderswo in Deutschland vor. Die Deformation setzte früh ein, bevor das darüber liegende Staßfurt-Karbonat vollständig lithifiziert war und dauerte vermutlich bis zum oberen Zechstein an. Ursache der Deformation sind sowohl die Entwässerung des Gipschlammes als auch das bei der Umwandlung von Gips in Anhydrit freiwerdende Kristallwasser. Die Faltenachsen sind am südlichen Harzrand relativ streng WNW–ESE gerichtet, parallel zum jetzigen Harzrand (Abb. 5). Es liegt nahe, darin eine Reaktion auf das Stressfeld im oberen Perm zu sehen.

Literatur

- Fulda, E. (1929): Über “Anhydrit-Klippen”. *Kali* **23**: 129–133.
- Hemmann, M. (1972): Ausbildung und Genese des Leinesteinsalzes und des Hauptanhydrits (Zechstein 3) im Ostteil des Subherzynen Beckens. *Berichte der Deutschen Gesellschaft für Geologische Wissenschaften, Reihe B* **16**: 307–411.

Isele, C. (1999): Geologische Kartierung zwischen Maunderode, Hörningen und Woffleben (TK 25: 4430 Nordhausen-Nord). *Unveröffentlichte Diplommkartierung, Georg-August-Universität Göttingen*: 37 S.

Langbein, R. (1987): The Zechstein Sulphates: The state of the art. *Lecture Notes in Earth Sciences* **10**: 143–188.

Paul, J. (1987): Zechstein am Harzrand: Querprofil über eine permische Schwelle. In: Kulick, J. & Paul, J. (Eds.): *Zechstein. Internationales Symposium Zechstein 1987 – Exkursionsführer, Band II*. Wiesbaden: 193–276.

Paul, J. (1993): Anatomie und Entwicklung eines permotriassischen Hochgebietes: die Eichsfeld-Altmark-Schwelle. *Geologisches Jahrbuch, (A: Allgemeine und regionale Geologie Bundesrepublik Deutschland und Nachbargebiete, Tektonik, Stratigraphie, Paläontologie)* **131**: 197–218.

Paul, J. (2014): Gypsum domes and diapirs: common features in the Zechstein (Upper Permian) of Germany. *Geological Quarterly* **58** (3): 521–530.

<http://dx.doi.org/10.7306/gq.1192>

Paul, J.; Quast, A.; Ahlborn, F.; Plache, M. & Reh, R. (1998): Geologie des Gipskarstgebietes zwischen Nordhausen und Stempeda (Zechstein, südlicher Harzrand). *Geowissenschaftliche Mitteilungen von Thüringen* **6**: 57–81.

Reimann, M. (1991): Zur Vergipsung der Zechsteinanhydrite Nordwestdeutschlands. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie (Teil I)*: 1201–1210.

Richter-Bernburg, G. (1985): Zechstein-Anhydrite - Fazies und Genese. *Geologisches Jahrbuch, (A: Allgemeine und regionale Geologie Bundesrepublik Deutschland und Nachbargebiete, Tektonik, Stratigraphie, Paläontologie)* **85**: 85 S.

Williams-Stroud, S. & Paul, J. (1997): Initiation and growth of gypsum piercement structures in the Zechstein Basin. *Journal of Structural Geology* **19** (7): 897–907.

[http://dx.doi.org/10.1016/S0191-8141\(97\)00017-5](http://dx.doi.org/10.1016/S0191-8141(97)00017-5)

Cite this article: Paul, J. (2016): Diapirismus und Doming von Sulfat-Gesteinen (Zechstein, Harz). In: Friedel, C.-H. & Leiss, B. (Hg.): *Harzgeologie 2016. 5. Workshop Harzgeologie – Kurzfassungen und Exkursionsführer. Göttingen Contributions to Geosciences* **78**: 37–39.

http://dx.doi.org/10.3249/978-3-86395-292-1_8

Detachment-depth prediction and isostatic restoration of the Cretaceous uplift of the Harz Mountains, North Germany

David C. Tanner^{1*} & Charlotte M. Krawczyk^{1,2,3}

¹Leibniz Institute for Applied Geophysics (LIAG), Stilleweg 2, 30655 Hannover;

Email: DavidColin.Tanner@liag-hannover.de

²now at Helmholtz Centre Potsdam, GFZ German Research Centre for Geosciences, 14473 Potsdam, and

³TU Berlin, Ernst-Reuter-Platz 1, 10587 Berlin

* corresponding author

Göttingen
Contributions to
Geosciences
www.gzg.uni-goettingen.de

78: 41-45, 5 figs.

2016

Introduction

Although a tremendous amount of geological and geophysical research has been carried out on the Harz Mountains in northern Germany, its structure at depth is still hotly debated, and a wide range of models have been put forward. In particular, tectonic models of the Late Cretaceous/Early Tertiary inversion structure of the Harz Mountains have spanned thin- and thick-skinned, dip-slip thrusting to strike-slip models (see discussions in Wrede 1988, 2008; Voigt et al. 2009), whereby the main consensus is dip-slip thrust movement on the Northern Harz Boundary Fault (NHBF) (Voigt et al. 2009).

This paper aims to show that the known upper-crustal structure of the Harz Mountains can be used to suggest the geometry and detachment level of the NHBF in the lower crust using 2-D kinematic modelling. We also show that the restoration of the Harz Mountains, using the calculated fault geometry and combined with simple isostatic equilibrium, gives a very good result.

Geological background

The Harz Mountains are a large topographic high in northern Germany. At the centre it rises by ca. 500 m above the surrounding area. The topographic anomaly is

approximately lozenge-shaped, NW–SE striking, ca. 95 km long and 35 km wide (Fig. 1).

For a long time it has been known that the Harz Mountains are entirely composed of Paleozoic rocks completely surrounded by Mesozoic strata, i.e. it is a tectonic outlier (Römer 1866, 1900). It forms the most-northern outcrop of the Rhenohercynian Belt; the youngest sediments of the Harz Mountains are upper-plate Carboniferous flysch that were deformed during the Variscan Orogeny (Engel et al. 1983). The most useful information for this work is that the Harz Mountains are not cut by any other Cretaceous faults except for the NHBF. This means that during Cretaceous/Early Tertiary inversion, the Harz Mountains acted as one block that was thrust upwards and northwards.

The Sub-Hercynian Basin (SHB) lies directly to the north of the Harz Mountains and it was deformed as the latter were thrust northwards (Brandes et al. 2013). Approximately four unconformities within Santonian to Campanian units exist in the SHB (Voigt et al. 2004, 2006), which precisely constrain the timing of fault activity and the uplift of the Harz Mountains to be between 85.8 to 71.3 Ma (Deutsche Stratigraphische Kommission 2012). Furthermore, extensive paleostress measurements of the Cretaceous event, both within the Harz Mountains and in the SHB, reveal a clear NE–SW direction of the

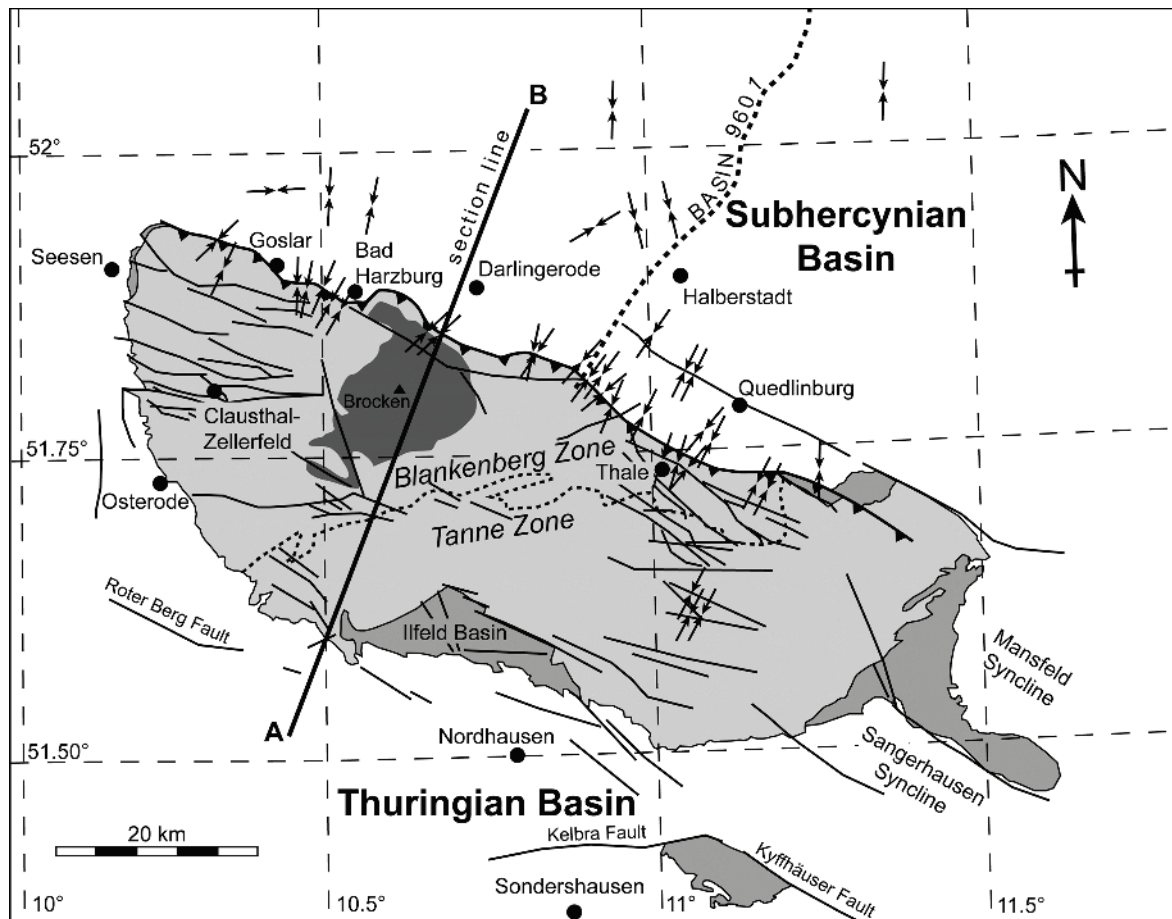


Fig. 1: Simplified geological map of the Harz Mountains, after Kley et al. (2008). Light grey = Paleozoic strata, darker grey = late Variscan molasse sediments, darkest grey = plutons. Faults are shown as black lines, important faults are named. The Northern Harz Boundary Fault (NHBF) is the only fault ornamented with triangles on the hanging-wall side of the thrust. Arrows indicate the direction of the maximum horizontal paleostress axes during the Late Cretaceous. Paleostress data within the Harz Mountains from Franzke et al. (2007) and in the Subhercynian Basin from Brandes et al. (2013). Cross-section line is shown in Fig. 2.

maximum horizontal stress, also suggesting dip slip on the NHBF (Fig. 1).

Detailed geological mapping (e.g. Franzke et al. 2004) and boreholes have fixed the upper 4 km trace of the NHBF to dip at ca. 55–65°. Nevertheless, the exact deeper geometry of the fault beneath the Harz Mountains is still unclear. Various cross-sections have suggested the NHBF detaches at depths of around 10 km (Flick 1986), 10 km (Kley et al. 2008) or 18 km (Kley & Voigt 2008).

Method

A published 2-D section of Harz Mountains (Kley et al. 2008) was used to calculate the position of the Top Paleozoic horizon on both sides of the NHBF (Fig. 2). The NHBF was extended to 4 km depth at 60° dip, as shown by the borehole Schöth 2/65 (Franzke et al. 2004).

Fault shape was predicted using the geometry of the hanging-wall, the initial dip of the fault, and an assumption of the geometry of simple shearing in the hanging-wall (Groshong 2008). The first two datasets are given by the cross-section. Oblique shearing is generally assumed

to be antithetic to the initial fault dip (Groshong 1990), i.e. in this case 60° dipping towards the NE. The work here shows four results for shear angles from 60° antithetic to vertical (Fig. 3). Using the best fault geometry, the model was then kinematically restored. This was achieved by restoring the Top Paleozoic horizons using the shear angle previously calculated.

Translation of crustal-scale objects requires isostatic compensation. This was achieved using the Airy method in which the crust and the mantle were given densities of 2.9 and 3.3 g/cm³, respectively. The final results were then compared with the DEKORP BASIN '96 crustal-scale reflection seismics (Krawczyk et al. 1999).

Results

Figure 3 shows the results of fault prediction using antithetic shear angles. Because it predicts the fault would cut the Moho, vertical shear (90°) is unlikely. In fact, any shear angle above 60° suggests the fault detaches in the lower crust, below 20 km. We consider the vertical mirror of the initial fault angle to be the most likely shear angle,

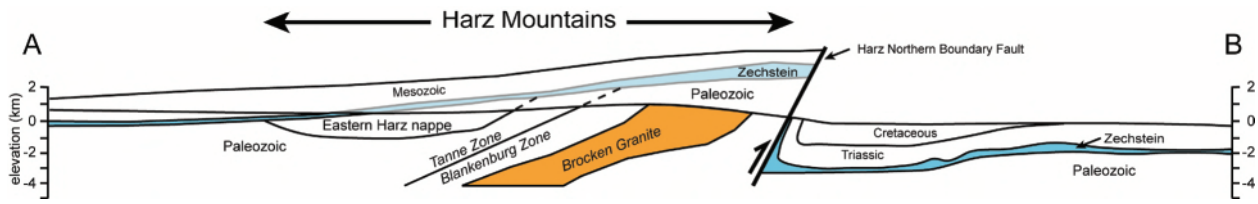


Fig. 2: Simplified cross-section of the Harz Mountains, after Kley et al. (2008a). The Northern Harz Boundary Fault (NHBF) is projected downwards at 60°. See Fig. 1 for location.

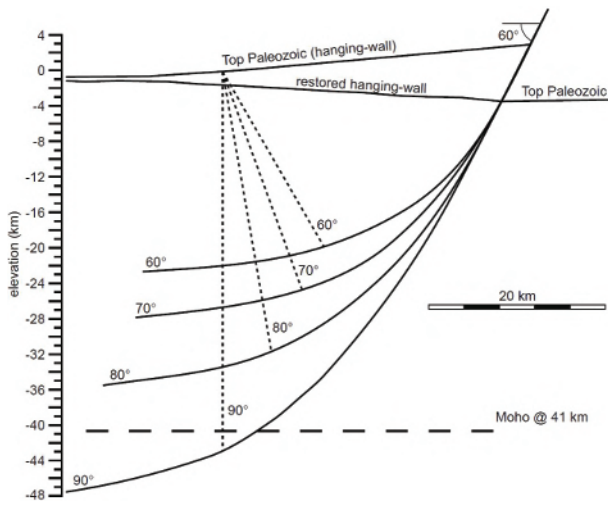


Fig. 3: Possible fault traces and depth to detachment of the NHBF predicted by the shape of the hanging-wall, using inclined shear with antithetic shear angles between 60–90°.

i.e. 60°, which means the fault detaches at 20–24 km depth in the lower crust (Fig. 3).

Restoration of the Harz Mountain block using the 60° antithetic shear angle shows there is still a nearly 4 km depression in the Top Paleozoic horizon (Fig. 4b). However applying isostatic equilibrium using the Airy method reduces this depression to less than 1 km and also brings up the anomalously deep Moho beneath the Harz Mountains to a depth of 36 km, which is in line with other estimates of the North German Basin (Krawczyk et al. 1999). Comparing the results of this model with the line drawing of the DEKORP BASIN 9601 deep reflection seismic profile (Fig. 5), shows that the fault geometry of the Harz Mountains would fit well with the detachment of the Gardelegen and Haldensleben Faults to the north. All these faults are thrusts. Together they form a thick-skinned foreland-propagating train of thrust horses, the basal detachment of which ramps up from 25 km in the south to 16 km in the north, under the Flechtingen High (Fig. 5). Note too that each thrust horse has an approximately equal length of 50 km. The next large thrust to the south of the Harz Mountains is the Kyffhäuser Fault, ca. 60 km away (Fig. 1).

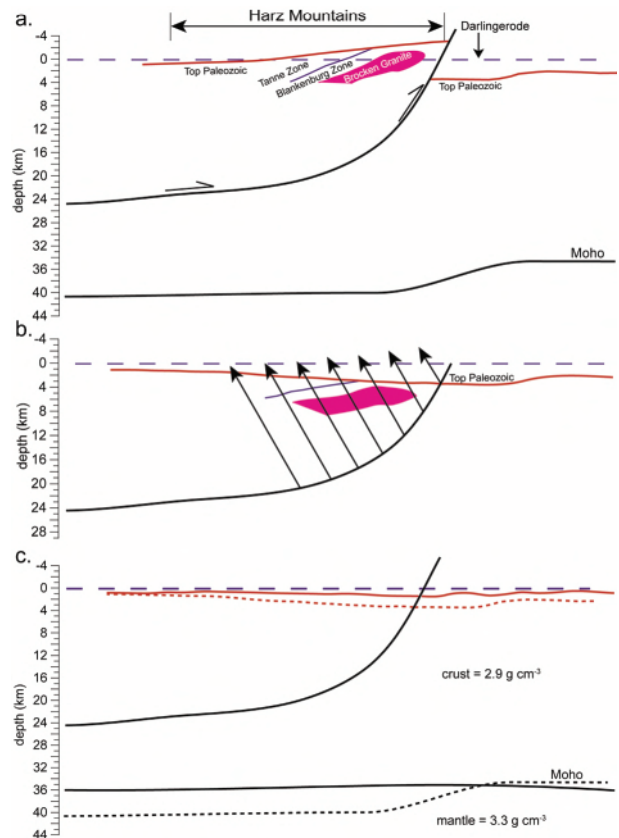


Fig. 4: (a) Cross-section of the Harz Mountains with detachment of the main thrust at ca. 24 km depth, as predicted by 60° inclined shear fault modelling. (b) Restoration of the Top Paleozoic horizon cut-offs at the fault. (c) Airy isostatic equilibrium of (b) (dashed lines represent surfaces from (b)).

Discussion

Although there is no clear evidence for it, we chose a shear angle for the fault prediction that mirrors the known initial fault dip (in this case 60°). This has also been theoretically predicted for faulting in general (Groshong 1989). Steeper angles would be possible, but must be less than 85° otherwise the fault would penetrate the Moho. An antithetic shear angle of 60° also produces a good restoration result. Finally the predicted detachment depth of 22–24 km fits very well with the interpretation of the Gardelegen and Haldensleben Faults in the BASIN 9601 seismic profile.

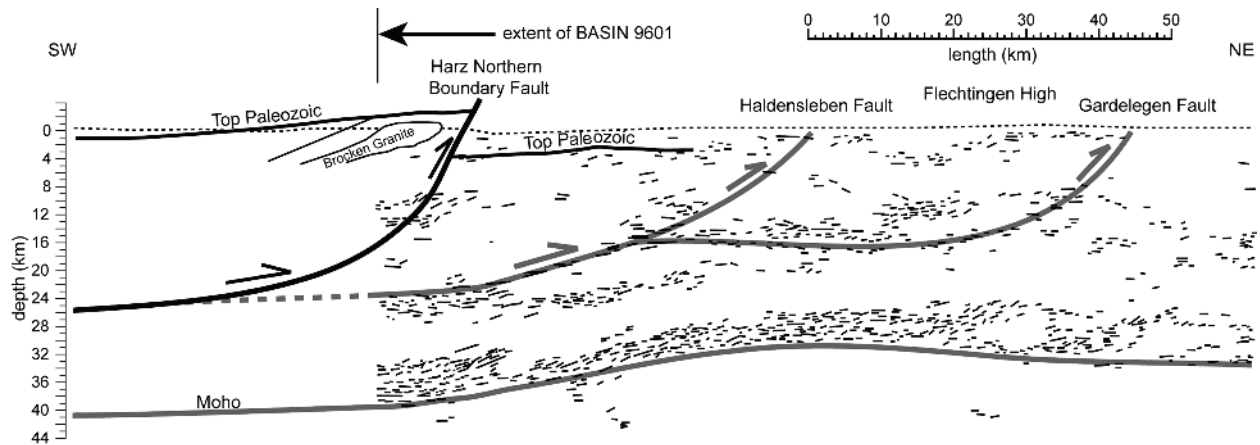


Fig. 5: The model presented in this paper compared to the results of the BASIN 9601 (Krawczyk et al. 1999).

Very simple isostatic equilibrium with just two values for mantle and crust provide a very good restoration result, with the Top Paleozoic horizon left with only a 1 km depression. Furthermore the Moho is restored to a depth of 36 km, which is in accordance with the results of the BASIN 9601 Moho prediction. A more thorough isostatic analysis would surely reduce the errors to near zero.

Conclusion

We propose a new model for the depth geometry of the HNBF and the Harz Mountains as the hanging-wall block. Using incline shear fault prediction with a 60° antithetic shear angle, the fault detaches at a depth of 22–24 km. Restoration of the Top Paleozoic horizon results in a 4 km deep depression which is reduced to 1 km if Airy isostatic equilibrium is applied. Furthermore the latter brings up the Moho beneath the Harz Mountains from a depth of 40 km to 36 km. This geometry fit well with the proposed geometries of the Gardelegen and Haldensleben Faults in the BASIN 9601 seismic profile.

References

- Brandes, C.; Schmidt, C.; Tanner, D. C. & Winsemann, J. (2013): Paleostress pattern and salt tectonics within a developing foreland basin (north-western Subhercynian Basin, northern Germany). *International Journal of Earth Sciences* **102** (8): 2239-2254. <http://dx.doi.org/10.1007/s00531-013-0911-7>
- Engel, W.; Franke, W.; Grote, C.; Weber, K.; Ahrendt, H. & Eder, F. W. (1983): Nappe tectonics in the southeastern part of the Rheinisches Schiefergebirge. In: Martin, H. & Eder, F. W. (eds.): *Intracontinental Fold Belts*. Springer, Berlin: 267-288.
- Flick, H. (1986): The Hercynian Mountains - A postorogenic overthrust massif? *Naturwissenschaften* **73**: 670-671.
- Franzke, H.-J.; Voigt, T.; von Eynatten, H.; Brix, M. R. & Burmester, G. (2004): Geometrie und Kinematik der Harznordrandstörung, erläutert an Profilen aus dem Gebiet von Blankenburg. *Geowissenschaftliche Mitteilungen von Thüringen* **11**: 39-62.
- Franzke, H.-J.; Müller, R.; Voigt, T. & von Eynatten, H. (2007): Paleo-Stress Paths in the Harz Mountains and surrounding areas (Germany) between the Triassic and the Upper Cretaceous. *Zeitschrift für Geologische Wissenschaften* **35** (3): 141-156.
- Groshong, R. H., Jr. (1989): Half-graben structures: Balanced models of extensional fault-bend folds. *Geological Society of America Bulletin* **101**: 96-105.
- Groshong, R. H., Jr. (1990): Unique determination of normal fault shape from hanging-wall geometry in detached half grabens. *Eclogae Geologicae Helveticae* **83** (3): 455-471.
- Groshong, R. H., Jr. (2008): *3-D structural geology*. Springer, Berlin, second edition: 400 pp.
- Kley, J.; Franzke, H.-J.; Jähne, F.; Krawczyk, C.; Lohr, T.; Scheck-Wenderoth, M.; Sippel, J.; Tanner, D.; van Gent, H. & the SPP structural geology group (2008): Chapter 3.3 - Strain and Stress. In: Littke, R.; Bayer, U.; Gajewski, D. & Nelskamp, S. (eds.): *Dynamics of complex intracontinental basins – The Central European Basin System*. Springer Berlin, Heidelberg: 97-124.
- Kley, J. & Voigt, T. (2008): Late Cretaceous intraplate thrusting in central Europe: Effect of Africa-Iberia-Europe convergence, not Alpine collision. *Geology* **36** (11): 839-842. <http://dx.doi.org/10.1130/G24930A.1>
- Krawczyk, C. M.; Stiller, M. & DEKORP-Basin Research Group (1999): Reflection seismic constraints on Paleozoic crustal structure and Moho beneath the NE German Basin. *Tectonophysics* **314**: 241-253. [http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951\(99\)00246-2](http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951(99)00246-2)
- Römer, F. A. (1866): Beiträge zur geologischen Kenntniss des norddeutschen Harzgebirges. 5. Abtheilung. *Palaeontographica* **13** (5): 201-236.
- Römer, F. A. (1900): Beiträge zur geologischen Kenntniss des nordwestlichen Harzgebirges. *Palaeontographica* **1** (9): 1-46.
- Voigt, T.; von Eynatten, H. & Franzke, H.-J. (2004): Late Cretaceous unconformities in the Subhercynian Cretaceous Basin (Germany). *Acta Geologica Polonica* **54**: 673-694.

- Voigt, T.; Wiese, F.; von Eynatten, H.; Franzke H.-J. & Gaupp, R. (2006): Facies evolution of syntectonic Upper Cretaceous deposits in the Subhercynian Cretaceous basin and adjoining areas (Germany). *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften* **157** (2): 203-243.
- Voigt, T.; von Eynatten, H. & Kley, J. (2009): Kommentar zu "Nördliche Harzrandstörung: Diskussionsbeiträge zu Tiefenstruktur, Zeitlichkeit und Kinematik" von Volker Wrede (ZDGG 159/2: 293–316). *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften* **160** (1): 93-99.
- Wrede, V. (1988): Der nördliche Harzrand - flache Abscherbahn oder wrench-fault-System? *Geologische Rundschau* **77**: 101-114.
- Wrede, V. (2008): Nördliche Harzrandstörung: Diskussionsbeiträge zu Tiefenstruktur, Zeitlichkeit und Kinematik. *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften* **159** (2): 293-316.

Cite this article: Tanner, D. C. & Krawczyk, C. (2016): Detachment-depth prediction and isostatic restoration of the Cretaceous uplift of the Harz Mountains, North Germany. In: Friedel, C.-H. & Leiss, B. (Hg.): Harzgeologie 2016. 5. Workshop Harzgeologie – Kurzfassungen und Exkursionsführer. *Göttingen Contributions to Geosciences* **78**: 41–45.

http://dx.doi.org/10.3249/978-3-86395-292-1_9

Die oberkretazische Heraushebung des Harzes: Thermochronologische und sedimentgeologische Daten

Hilmar von Eynatten¹*; István Dunkl¹; Manfred Brix²; Veit-Enno Hoffmann¹; Matthias Raab³; Stuart N. Thomson⁴ & Thomas Voigt⁵

¹Abt. Sedimentologie und Umweltgeologie, Geowissenschaftliches Zentrum der Georg-August-Universität Göttingen, Goldschmidtstr. 3, D-37077 Göttingen;

Email: hey natt@gwdg.de

²Institut für Geologie, Mineralogie und Geophysik, Ruhr-Universität Bochum;

³PO Box 3205 Eltham, Victoria, 3095 Australia;

⁴Department of Geosciences, University of Arizona, Tucson, USA;

⁵Institut für Geowissenschaften, Friedrich-Schiller-Universität Jena

* corresponding author

Göttingen
Contributions to
Geosciences
www.gzg.uni-goettingen.de

78: 47-48

2016

Der Harz ist prominenter Vertreter einer Reihe von Grundgebirgsaufschlüssen in Mitteleuropa, die im Kontext NW–SE streichender Sockelüberschiebungen relativ zu ihrem Umland herausgehoben wurden. Die Kinematik und zeitlichen Abläufe im Bereich der Harznordstörung wurden in der Vergangenheit wiederholt kontrovers diskutiert. Wir verwenden zum einen thermochronologische Daten aus dem Harz, zum anderen sedimentologische, biostratigraphische und petrographische (v. a. Schwermineralanalyse) Daten aus oberkretazischen Siliziklastika des nördlich angrenzenden Subherzynen Kreidebeckens. Ziel ist es, Zeitlichkeit und Betrag der Heraushebung besser zu fassen, in den Kontext benachbarter Grundgebirgsaufschlüsse zu stellen, und somit die zugrundeliegenden Prozesse zu verstehen bzw. zumindest besser einzugrenzen.

Zur radiometrischen Datierung der Heraushebung werden Spaltspuren- und (U-Th)/He-Datierungen von Zirkon und Apatit verwendet, die zusammengenommen die Abkühlung von Gesteinen über den Temperaturbereich von ca. 280 °C bis ca. 50 °C abdecken. Die Ergebnisse zeigen eindrucksvoll, dass die Heraushebung des Harzes im Wesentlichen in der Oberkreide stattfand. Der heute aufgeschlossene Teil des Brockenmassivs lag noch zu Beginn der Oberkreide in Temperaturbereichen von 160–190 °C, d. h. in Tiefenbereichen von ca. 6–7 km unter Annahme eines durchschnittlichen kontinentalen geother-

mischen Gradienten von ca. 25–30 °C/km. Dies belegen Zirkon (U-Th)/He-Alter um 95 Ma. Die Abkühlung bis ca. 50 °C (ca. 1–2 km Tiefe) war zur Zeit der KT-Grenze abgeschlossen, was Apatit (U-Th)/He-Alter um 65 Ma nahelegen. Die Modellierung der Spaltspuralter und Spaltspurlängenverteilungen der Apatite weist auf eine beschleunigte Heraushebung in der mittleren Oberkreide (ca. 85–75 Ma) mit Exhumierungsraten von ca. 1 mm/a hin.

In den biostratigraphisch sehr gut datierten Sedimenten des nördlich vorgelagerten Subherzynen Kreidebeckens belegen Alter und räumliche Anordnung von Diskordanzen sowie die Faziesverteilung in Raum und Zeit (Voigt et al. 2006) und die Zusammensetzung der Sedimentgesteine (von Eynatten et al. 2008) das Auftauchen des Harzes als Fazies-prägendes Element und Sedimentliefergebiet ab dem Mittelsanton (ca. 85 Ma) und die Erosion des mesozoischen Deckgebirges bis auf das paläozoische Grundgebirge binnen weniger Millionen Jahre. Es lässt sich eine Erosionsrate von ca. 1 mm/a abschätzen, die mit den Ergebnissen aus der Thermochronologie gut übereinstimmt.

Der Vergleich mit thermochronologischen Daten anderer mitteleuropäischer Grundgebirgsaufschlüsse (u. a. Flechtinger Höhenzug, Fischer et al. 2012; Thüringer Wald, Thomson & Zeh 2000; NE-Rand Böhmisches Massiv, Danišik et al. 2010) zeigt nahezu identische Ergebnisse

entlang vergleichbar streichender konvergenter Strukturen. Diese zeitliche Koinzidenz legt einen übergeordneten überregionalen Kontrollmechanismus für die oberkretazischen Prozesse nahe, beispielsweise Sockelüberschiebungen als Fernwirkung plattentektonischer Relativbewegungen zwischen Afrika, Iberia und Europa (Kley & Voigt 2008).

Literatur

- Danišák, M.; Migon, P.; Kuhlemann, J.; Evans, N.; Dunkl, I. & Frisch, W. (2010): Thermochronological constraints on the long-term erosional history of the Karkonosze Mts., Central Europe. *Geomorphology* **117**: 78-89.
- Fischer, C.; Dunkl, I.; von Eynatten, H.; Wijbrans, J. R. & Gaupp, R. (2012): Products and timing of diagenetic processes in Upper Rotliegend sandstones from Bebertal (North German Basin, Parchim Formation, Flechtingen Block, Germany). *Geological Magazine* **149**: 827-840.
- Kley, J. & Voigt, T. (2008): Late Cretaceous intraplate thrusting in central Europe: effect of Africa-Iberia-Europe convergence, not Alpine collision. *Geology* **36**: 839-842. <http://dx.doi.org/10.1130/G24930A.1>
- Thomson, S. N. & Zeh, A. (2000): Fission-track thermochronology of the Ruhla Crystalline Complex: new constraints on the post-Variscan thermal evolution of the NW Saxo-Bohemian Massif. *Tectonophysics* **324** (1-2): 17-35. [http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951\(00\)00113-X](http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951(00)00113-X)
- Voigt, T.; Wiese, F.; von Eynatten, H.; Franzke, H.-J. & Gaupp, R. (2006): Facies evolution of Upper Cretaceous deposits in the Subhercynian Cretaceous Basin and adjoining areas (Germany). *Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften* **157** (2): 203-244.
- von Eynatten, H.; Voigt, T.; Meier, A.; Franzke, H.-J. & Gaupp, R. (2008): Provenance of the clastic Cretaceous Harz Mountains and the timing of inversion tectonics in the Central European Basin. *International Journal of Earth Sciences* **97** (6): 1315-1330. <http://dx.doi.org/10.1007/s00531-007-0212-0>

Cite this article: von Eynatten, H.; Dunkl, I.; Brix, M.; Hoffmann, V.-E.; Raab, M.; Thomson, S. N. & Voigt, T. (2016): Die oberkretazische Heraushebung des Harzes: Thermochronologische und sedimentgeologische Daten. In: Friedel, C.-H. & Leiss, B. (Hg.): Harzgeologie 2016. 5. Workshop Harzgeologie – Kurzfassungen und Exkursionsführer. *Göttingen Contributions to Geosciences* **78**: 47–48.

http://dx.doi.org/10.3249/978-3-86395-292-1_10

Magnetic fabrics and emplacement of the Rhenohercynian Brocken-Pluton in the Harz Mountains, Northern Germany

Maximilian Zundel^{1,2*}; Carl-Heinz Friedel³ & Jens C. Grimmer¹

¹Karlsruher Institute of Technology (KIT), Inst. of Applied Geosciences, Structural Geology & Tectonophysics, Adenauerring 20a, 76133 Karlsruhe;

²now at University of Bremen, Department 5 Geosciences, Geodynamics of Polar Regions, Klagenfurter Straße, 28359 Bremen;

Email: zundel@uni-bremen.de

³Karl-Marx-Str. 56, 04148 Leipzig

* corresponding author

Göttingen
Contributions to
Geosciences
www.gzg.uni-goettingen.de

78: 49-51, 2 figs.

2016

Introduction

The late Variscan, 295 to 283 Ma (Baumann et al. 1991; Zech et al. 2010) Brocken Pluton is one of the largest exposed intrusive complexes within the Rhenohercynian Zone of the Variscan orogen in central Europe. However, its internal structures and emplacement geometries are poorly understood.

The Brocken Pluton comprises, besides the Harzburg gabbro-norite and dioritic intrusions, several, texturally distinct varieties of biotite-granites (Fig. 1). These granitic varieties contribute to the Brocken granite pluton which intruded in shallow crustal levels. In this study, we present first data of the anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) from samples of 58 localities across the four largest granitic varieties.

Results

Values of bulk susceptibility (K_{mean}) of all samples range from 0.01 to 38.8×10^{-3} SI-units. Sixty-nine percent of the samples are paramagnetic rocks (K_{mean} -values $< 0.5 \times 10^{-3}$ SI-units) comprising biotite, ilmenite, and tourmaline as the major contributors to the susceptibility. Ten percent of the samples are magnetite-bearing ferrimagnetic rocks showing only very limited influence of paramagnetic minerals on the bulk fabric (K_{mean} -values $> 3.0 \times 10^{-3}$ SI-

units). Twenty-one of the samples displaying K_{mean} -values between 0.5 and 3.0×10^{-3} SI-units are characterized by hybrid contributions of paramagnetic (biotite, tourmaline) and minor ferrimagnetic (magnetite) mineral phases. The granitic varieties are magnetomineralogically consistent, showing roughly the same proportions of paramagnetic, transitional and ferrimagnetic samples. The magnetic anisotropy (P') of virtually all samples is low (< 1.1) indicating primary, hypersolidus magmatic flow fabrics lacking any significant tectonic overprint. Sixty-three percent of the samples outline an oblate AMS ellipsoid, which is probably caused by the preferred crystallographic orientation of primary biotite, which thus reflects the magmatic flow fabric. Samples with prolate AMS ellipsoids are in most cases due to crudely aligned and intersecting biotite forming biotite zone axes. Hence, directions of the magnetic lineations are likely to represent the magmatic stretching lineation. Magnetic foliations are mostly sub-horizontal reflecting an overall sub-horizontal magmatic foliation (Fig. 2b) and thus generally flat lying granitic varieties. However, magnetic lineations are quite inconsistent showing poly-directional values (Fig. 2a). Major directions of the magnetic lineations are NNE–SSW, NE–SW, and ESE–WNW with shallow plunging angles. Thus, an individual interpretation of the granitic varieties was crucial to understand the magma flow patterns.

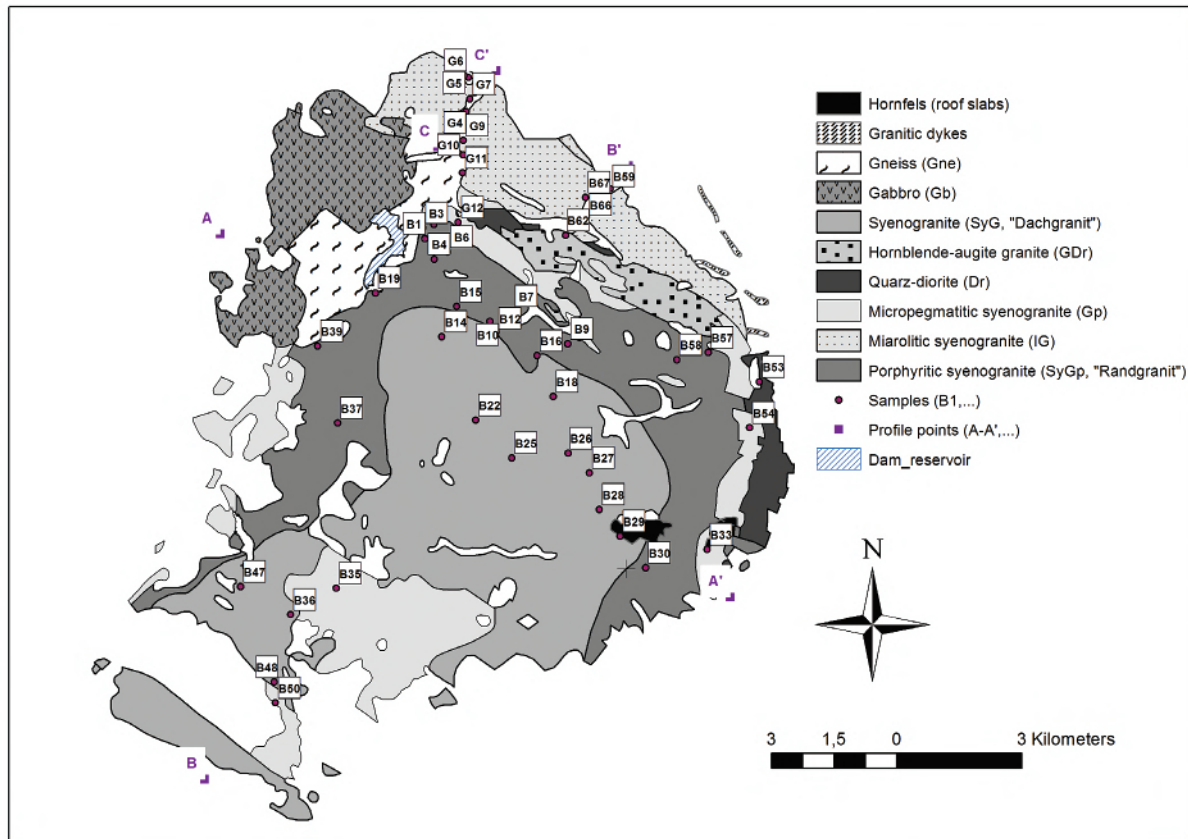


Fig. 1: Composition of the Brocken pluton, which largely comprises granitic varieties contributing to the Brocken granite pluton.

In the porphyritic and micropegmatitic syenogranites, sub-vertical AMS-fabrics of transitional and ferrimagnetic samples document a zone of magma ascent. This zone correlates with a prominent NE–SW striking magnetic anomaly along the eastern part of the Brocken granite pluton (Brandl 1939). From this zone, magma of the porphyritic and micropegmatitic syenogranites were probably emplaced to the WNW in a sub-horizontal flow, forming a sheet-like geometry.

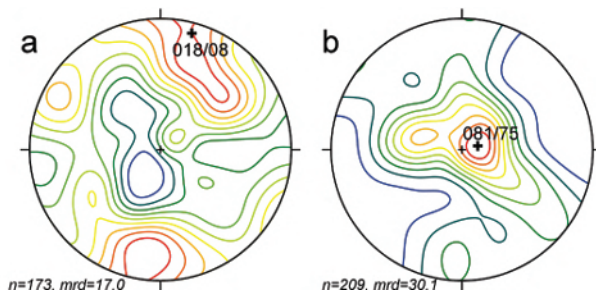


Fig. 2: (a) Stereographic contour-plot shows all representative K1-axes (=magnetic lineation) with maximum plotting at 018/08. (b) Stereographic contour-plot of all representative K3-axes equating poles to magnetic foliation.

However, the topmost granitic variety, the syenogranite (Fig. 1), shows quite contrary AMS-fabrics which rather indicate a sub-horizontal emplacement from the SSW, im-

plying a source area, which might be located in the South of the Harz Mountains. Additionally, the syenogranite is characterized by moderately NW and SE dipping magnetic foliations, respectively, suggesting a phacolithic geometry that was influenced by the Variscan structures of the host rocks.

AMS-fabrics of the NW–SE striking Ilsestein granite (in Figure 1 referred to mirolitic syenogranite) mostly display sub-horizontal magnetic foliations, which do not corroborate a vertical emplacement as suggested earlier (e.g. Thieke 1969). Furthermore, magnetic fabrics reveal two trends: a WNW–ESE to NW–SE striking and a NE–SW striking trend. The former suggests that the prominent NW–SE striking Harznordrand fault most-likely controlled the emplacement of the Ilsestein granite. The second direction could be evidence of an NE–SW striking extensional component related to the movement along the Harznordrand fault and thus NE–SW directed magma flow. Furthermore, magnetic lineations of the Ilsestein granite indicate the area between the Ilsetal and the Eckertal as likely for magma ascent. From there, magma has potentially spread sub-horizontally to the E and W, respectively.

All in all, we conclude that various granitic magmas were emplaced from different directions coalescing to form the phacolithic Brocken granite pluton.

References

- Baumann, A.; Grauert, B.; Mecklenburg, S. P. & Vinx, M. (1991): Isotopic age determinations of crystalline rocks of the Upper Harz Mountains, Germany. *Geologische Rundschau* **80** (3): 669-690.
- Brandl, W. (1939): Erdmagnetische Untersuchungen im Brockenmassiv: Vergleich einer erdmagnetischen und einer feldgeologischen Spezialaufnahme. *Abhandlungen der Preußischen Geologischen Landesanstalt* **188**: 81 S.
- Thieke, H. U. (1969): Petrographische und tektonische Untersuchungen am Ilsesteingranit-Komplex (Harz). *Geologie* **18** (4): 400-428.
- Zech, J.; Jeffries, T.; Faust, D.; Ullrich, B. & Linnemann, U. (2010): U/Pb-dating and geochemical characterization of the Brocken and the Ramberg Pluton, Harz Mountains, Germany. *Geologica Saxonica* **56** (1): 9-24.

Cite this article: Zundel, M.; Friedel, C.-H. & Grimmer, J. C. (2016): Magnetic fabrics and emplacement of the Rhenohercynian Brocken-Pluton in the Harz Mountains, Northern Germany. *In: Friedel, C.-H. & Leiss, B. (Hg.): Harzgeologie 2016. 5. Workshop Harzgeologie – Kurzfassungen und Exkursionsführer. Göttingen Contributions to Geosciences* **78**: 49–51.

http://dx.doi.org/10.3249/978-3-86395-292-1_11

Radiometrische Datierung detritischer Zirkone aus dem “Hüttenröder Olisthstrom” bei Königshütte (Blankenburger Zone, Mittelharz)

Maren Zweig^{1*}, Mandy Hofmann² & Ulf Linnemann²

¹Sächsisches Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie, Referat 105, Halsbrücker Str. 31, 09599 Freiberg;

Email: Maren.Zweig@smul.sachsen.de;

²Senckenberg Naturhistorische Sammlungen Dresden, Museum für Mineralogie und Geologie, Königsbrücker Landstr. 159, 01109 Dresden

* corresponding author

Göttingen
Contributions to
Geosciences
www.gzg.uni-goettingen.de

78: 53-61, 5 Abb., 1 Tab. 2016

Einführung

Am nördlichen Ufer der Bode-Überleitungssperre bei Königshütte/Harz sind in einem Straßenprofil unterschiedliche, tektonisch stark beanspruchte Gesteine aufgeschlossen, deren stratigraphische Einstufung unklar ist (Abb. 1). Der westliche Teil des Profils wurde von Lutzens (1969, 1972) detailliert beschrieben und dem “Hüttenröder Olisthstrom” der Blankenburger Zone zugeordnet (Abb. 2). Im Zuge einer Neuaufnahme des Profils wurden detritische Zirkone aus einer Quarzitkomponente und der Tonschiefermatrix mit Hilfe der Uran-Blei-Methode datiert und Provenance-Analysen durchgeführt. Im Profil dominieren Tonschiefer, Kieselschiefer und Quarzite, teilweise mit typischen Block-in-Matrix-Gefügen. Weitere Komponenten sind sandige Kalksteine und Vulkanite (Diabas, Spilit, Keratophyr- und Metabasalttuffe). Die intensiv deformierten Gesteine werden von zahlreichen mittelsteil bis flach nach SE einfallenden Störungsflächen durchsetzt. Schieferung und Schichtung verlaufen annähernd parallel und fallen mittelsteil nach SE ein.

Der gesamte entlang des Straßenprofils aufgeschlossene, lithologisch und faziell vielfältige Gesteinskomplex wurde von Lutzens (1969, 1972) als sedimentäre Rutschmasse (Olisthstrom) interpretiert, die im Unterkarbon sedimen-

tiert und anschließend variszisch deformiert wurde. Relativ ungestörte Profilabschnitte wurden als Gleitschollen innerhalb des Olisthstroms aufgefasst. Dazu zählen insbesondere Bereiche, die in der geologischen Karte GK 25, Blatt 4230 Elbingerode (1927) als Wissenbacher Schiefer (“tmt”, unteres Mitteldevon) und als Hauptquarzit (“tuk”, oberes Unterdevon) dargestellt sind.

Neuere geodynamische Interpretationen ordnen alle Gesteine des Unter- und Mittelharzes – und damit auch das Straßenprofil Königshütte – allochthonen Serien des Gießen-Harz-Deckenkomplexes zu, welcher sich vom Harz bis zum südöstlichen Rheinischen Schiefergebirge verfolgen lässt (Franke 2000; Huckriede et al. 2004; Eckelmann et al. 2014)

Nach einer strukturellen Neuaufnahme des westlichen Profilbereichs wird das Vorkommen bis zur Mündung des Papenbachs von Friedel & Leiss (2015) als tektonisch verschuppte devonische Abfolge interpretiert.

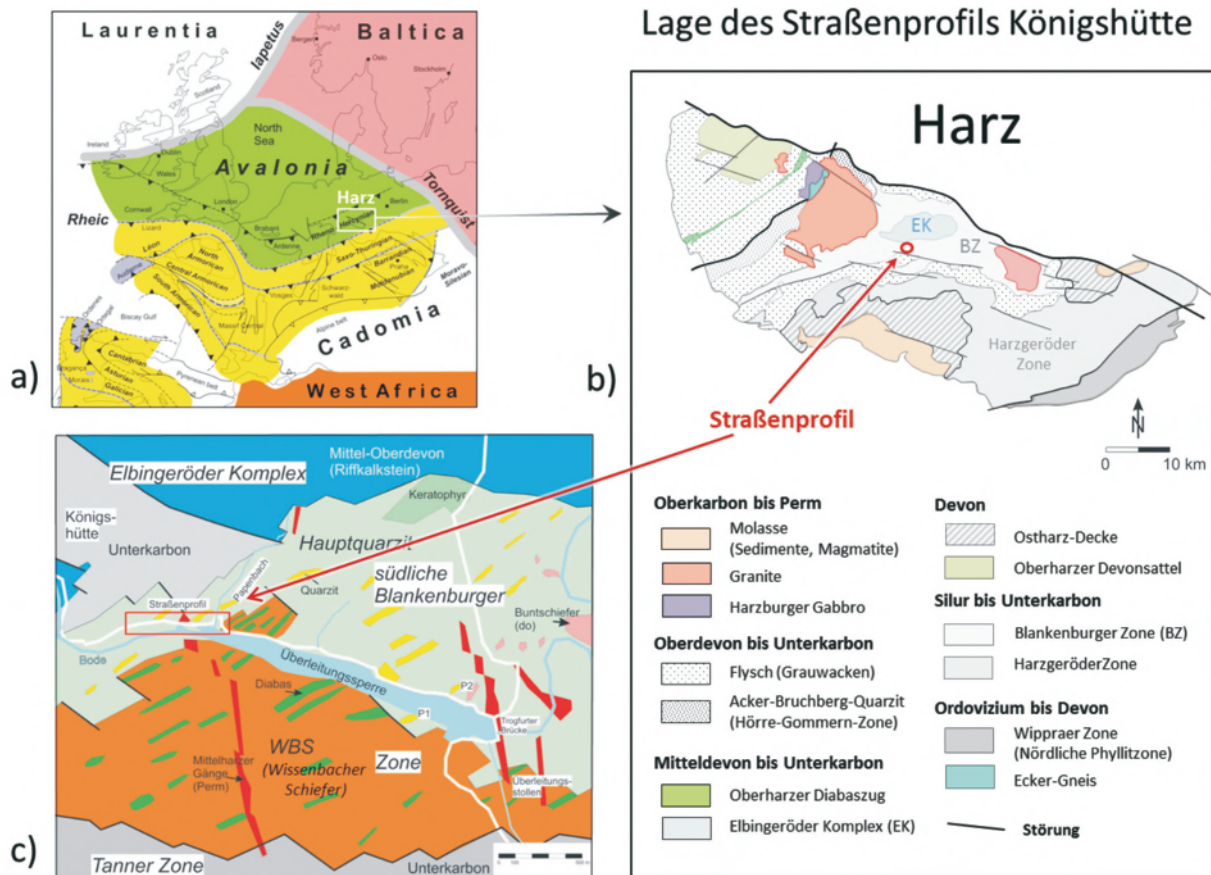


Abb. 1: Der Harz mit Lage des Straßenprofils bei Königshütte. **(a)** Plattentektonische Position des Harzes im mitteleuropäischen Variszikum (nach Linnemann et al. 2012); **(b)** Lage des Straßenprofils in der Blankenburger Zone (BZ) südlich vom Elbingeröder Komplex (EK) und **(c)** innerhalb der südlichen Blankenburger Zone (WBS: Wissenbacher Schiefer, Abb. aus Friedel & Leiss 2015).

Lithologie und Gefüge

Das Profil beginnt am östlichen Ortsausgang von Königshütte mit einer massigen, glimmerreichen Kalkgrauwacke, die nach einer Störung bei Profilmeter 20 von kalkigen Schiefen mit sandigen Kalklinsen (Flinzkalk) überlagert wird. Daran schließen sich ostwärts über etwa 100 m schicht-/schieferungsparallel angeordnete Vorkommen dunkler Ton- und Siltschiefer, Buntschiefer und Kieselschiefer an, in die Linsen, Lagen oder Blöcke anderer Komponenten eingeschaltet sind. Als Komponenten bzw. Blöcke sind überwiegend Quarzite, untergeordnet Vulkanite und sandige Kalksteine anzutreffen. Im östlichen Profilmeterbereich (ab ca. 80 m) treten nur Quarzit-Komponenten auf (Lutzens 1969, s. Abb. 2). Eine stärkere Durchmischung der Komponenten tritt nur in schmalen Zonen von einigen Metern Breite auf. Dazwischen sind weitgehend intakte Einheiten vorhanden.

Typische Deformationsstrukturen sind linsenförmige Scherkörper ("Phacoide"), die von Scherflächen begrenzt sind. Einzelne Quarzitbänke sind teilweise aufgelöst, aber in ihrem ursprünglichen Zusammenhang oft noch erkennbar ("broken formations", vgl. Festa et al. 2012). Die

Faserung der Quarzklüfte ist häufig subparallel zur Schieferung ausgerichtet. Sie sind demnach erst spät- bzw. synkinematisch zur Schieferungsdeformation entstanden (Miosga 2014). Hinweise auf syndesimentäre oder diagenetische Einflüsse fehlen oder sind vollständig überprägt. Trotz der starken tektonischen Überprägung des Schichtverbandes können fazielle Übergänge zwischen den Einheiten beobachtet werden. Lutzens (1969, 1973) unterschied zwischen dunklen Ton-/Siltschiefern (nicht datiert) und helleren, grünlichgrauen bis gelblichen Tonschiefern (Buntschiefer, Oberdevon). Beide Schiefertypen treten im östlichen Profilmeterbereich gemeinsam lagen- bis schollenförmig auf und sind miteinander verschuppt (Abb. 2a). Aufgrund der starken Deformation konnte jedoch keine Altersbeziehung abgeleitet werden.

Die quarzitischen und kieselligen Lagen und Blöcke sind zumeist mittel- bis feinsandig und oft schlecht sortiert. Sie kommen als Lagen und Blöcke in hellen und dunklen Tonschiefern vor. Lokal treten sie auch zusammen mit Kieselschiefern auf. Die Kieselschiefer (überwiegend Radiolarite) weisen einen hohen Tonanteil auf und bilden mit Tonschiefern Wechselfolgen. Sandstreifige Tonschiefer und Quarzitbänderschiefer mit cm-mächtigen Quarzitlagen weisen auf fazielle Übergänge zwischen den Quarzi-

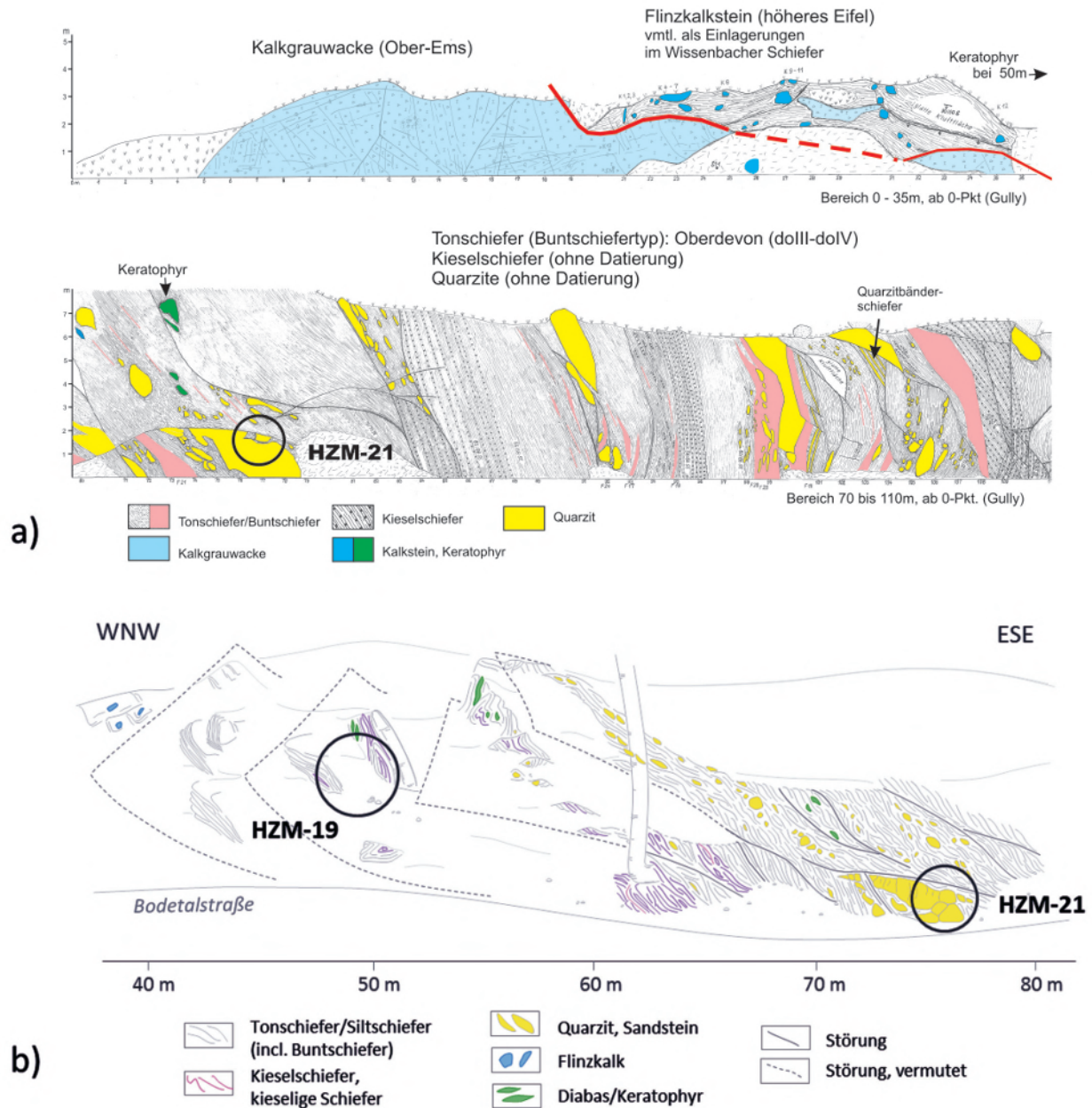


Abb. 2: Ausschnitte der Detailkartierung des Straßenprofils und Lage der Probenpunkte. **(a)** Profilschnitt 0 bis 110 m mit biostratigraphischen Angaben (nach Lutzens 1969; aus Friedel & Leiss 2015); **(b)** Profilschnitt zwischen 40 und 80 m mit Lage der Proben HZM-19 und HZM-21.

ten und der tonigen Matrix hin (Reichstein 1961, S. 304; Friedel & Leiss 2015).

Die quarzitischen oder kieseligen Lagen und Blöcke, die bereits in den sedimentären Gesteinsverband integriert sind, lassen sich somit nur schwer als Olistholithe oder frühe Gleitschollen erklären. Von Friedel & Leiss (2015) wird deshalb eine Interpretation des Profils als tektonisch gestörte, aber in Teilbereichen stratigraphisch intakte Abfolge vorgeschlagen, die von der Kalkgrauwacke (Ober-Emsium) über Wissenbacher Schiefer mit Flinzkalken und Vulkaniten (höheres Eifelium) zu einer oberdevonischen Quarzit-Tonschiefer-Kieselschiefer-Abfolge reicht. Eine stärkere Vermischung unterschiedlicher Gesteinskomponenten, wie sie im weiteren Verlauf des Profils am Papen-

bach auftritt, wird von Friedel & Leiss (2015) durch das Zusammentreffen verschiedener lithostratigraphischer Einheiten im Bereich von Störungen erklärt.

Datierungen

Biostratigraphische Datierungen wurden nur für die karbonatischen Gesteine (Ostracoden) und die Buntschiefer (Conodonten) gewonnen.

- Die Kalkgrauwacke am Profilbeginn wurde nach Ostracoden ins höhere Emsium bis tiefe Eifelium eingestuft (Blumenstengel 1967).

- Die sandigen mikritischen Kalksteine (Flinzkalke) wurden dem höheren Eifelium zugeordnet. Sie sind nach ihrer Ostracodenfauna vermutlich Bestandteil der Wissenbacher Schiefer (Blumenstengel 1992).
- Conodonten lieferten für die helleren Tonschiefer (Buntschieferfazies) ein oberdevonisches Alter (doIII–doIV, Blumenstengel 1967).

Detritische Glimmer der Kalkgrauwacke wurden von Huckriede et al. (2004) mit der $40\text{K}/40\text{Ar}$ -Methode radiometrisch mit 412 ± 9 Ma (Unterdevon) datiert.

Die dunklen Tonschiefer wurden als Äquivalente der Wissenbacher Schiefer oder der Kulmtonschiefer gedeutet (Lutzens 1969, 1973). Für die Vulkanite wurde ein mitteldevonisches oder unterkarbonisches Alter für möglich gehalten.

Die stratigraphische Einstufung der Quarzite und Kiesel-schiefer ist ebenfalls unsicher. Für beide wurde von Lutzens (1972) ein unterkarbonisches Alter analog zum Acker-Bruchberg-Quarzit und den Kulm-Kiesel-schiefern angenommen. Reichstein (1961) hatte dagegen für eine lithologisch vergleichbare Wechselfolge aus Quarziten und Tonschiefern im Ostteil der Überlaufsperr mit Conodonten ein oberdevonisches Alter festgestellt (do IIb–doIV, doV?).

Anhand der Klasten bzw. Olistholithe (z. B. Kalkgrauwacke, Quarzite, Kiesel-schiefer) ergaben sich somit nur grobe Anhaltspunkte für die Bildungszeit des Hüttenröder Olisthostroms, die von Lutzens (1972) an die Grenze Unter-/Oberkarbon, also im Anschluss an die Flysch-sedimentation gestellt wurde. Nach Reichstein (1965) und Schwab (1976) erfolgte die Bildung der Rutschmassen dagegen vor der Hauptschüttung der Grauwacken (vgl. Lutzens & Schwab 1972).

Auch die neue Interpretation des Straßenprofils von Friedel & Leiss (2015) als tektonische verschuppte, in Teilbereichen intakte devonische Abfolge stützt sich bisher nur auf lithologische und strukturelle Merkmale, wie Übergänge zwischen Kiesel-schiefern und Quarziten und der tonigen Matrix und die lineare Anordnung der Quarzite.

Uran-Blei-Datierung

Probenahme und Aufbereitung

Zur Ergänzung der Profilaufnahme wurde das Straßenprofil für die U-Pb-Zirkon-Datierung mit dem Ziel beprobt,

- Informationen über das maximale Alter und den Herkunftsraum der Gesteine zu erhalten,
- die Beziehung zwischen Matrix und Komponenten der Block-in-Matrix-Gesteine zu klären,
- Vergleichswerte zu ähnlichen Serien der Rhenoharzynischen Zone zu erhalten

Die Probenahme erfolgte an zwei Stellen des Profils, wo jeweils ca. 3 kg für eine Komponentenprobe (HZM-K) und für eine Probe der umgebenden Tonschiefermatrix (HZM-M) entnommen wurden (Abb. 2, Tab. 1). Die Proben wurden im Geochronologie-Labor der Senckenberg Naturhistorischen Sammlungen Dresden (SNSD) aufbereitet. Aus der diamagnetischen Schwermineralfraktion $63\text{--}400\ \mu\text{m}$ ($>2,80\text{g}/\text{cm}^3$) wurden die Zirkone per Hand ausgelesen

Die Proben HZM-19 M und HZM-19 K wurden bei Profilmeter 50 im stark gestörten Profilbereich genommen, der an die Kalkgrauwacke und den Bereich mit Flinzkalk-Komponenten anschließt. Hier ragen einzelne Klippen von dunklen Ton- und Siltschiefern mit lagigen und linsigen Einlagerungen aus dem Hangschutt und unter Grasbedeckung hervor. Die Komponenten bestehen überwiegend aus Quarzit und Kiesel-schiefern. Die einzelnen Klippen sind lithologisch sehr unterschiedlich, ein stratigraphischer Verband ist nicht erkennbar (Abb. 3a).

Die Geländesenken markieren vermutlich mehrere Störungen. Um eine ausreichende Probenmenge zu erhalten, wurde eine Sammelprobe aus grauen bis schwarzen, kieseligen Tonschiefern mit quarzitischen und kieseligen Komponenten entnommen. Die Komponentenprobe HZM-19 K enthielt nach der Aufbereitung keine Zirkone, nur die Matrixprobe HZM-19 M konnte weiter untersucht werden. Das Schwermineralspektrum wird dominiert von $>90\%$ opaken Mineralen. Die wenigen kleinen, farblosen Zirkone ($80\text{--}250\ \mu\text{m}$) sind überwiegend langprismatisch und leicht kantengerundet, etwa die Hälfte mit Einschlüssen.

Die Proben HZM-21 M und HZM-21 K wurden 25 m weiter östlich am Hangfuß in einem Bereich mit zahlreichen Komponenten (Quarzit, Buntschiefer, Kiesel-schiefer, Keratophyr) entnommen. Dieser Bereich ist an Störungen in kleinere Körper zerlegt und wird in ca. 3 m Höhe durch eine flach-sigmoidal verlaufende Störung von einem Schieferbereich ohne Einlagerungen abgegrenzt. Die Probenahme erfolgte an einem ca. 1,50 m langen, nach SE einfallenden, zerscherten Quarzitkörper, der von der tonig-siltigen Schiefermatrix stromlinienförmig umflossen wird (Abb. 3b). Die Quarzitlinse ist von zahlreichen mineralisierten Störungen durchzogen. Die Oberkante des boudinierten und ausgeschwänzten Quarzitkörpers wird durch eine Störung begrenzt. Der hoch mature Quarzit führt im Vergleich mit anderen untersuchten Quarziten im Aufschluss nur wenig Glimmer und zeigt nach mikrostruktureller Untersuchung im Randbereich eine stark ausgeprägte Kornformlängung der Quarzkörner (Miosga 2014). Die für die Zirkondatierung aufbereiteten Proben zeigen ein breiteres Schwermineralspektrum, das neben Zirkon auch Rutil, Turmalin, Epidot, Disthen und opake Minerale umfasst. Die überwiegend sehr kleinen, häufig farblosen Zirkone ($50\text{--}250\ \mu\text{m}$) sind meist deutlich kantengerundet. Daneben sind einige kleine idiomorphe Zirkone sowie größere langprismatische und gerundete Individuen vorhanden.

Tab. 1: Lokation und Petrographie der Proben sowie die Merkmale der ausgelesenen Zirkone der Proben HZM 19 und HZM 21 (jeweils Matrix und Komponenten), bei Probe HZM 19 konnte nur die Matrixprobe datiert werden, s. Text.

Probe Nr.	Lokation	Petrographie	Zirkone
HZM-19	N 51°44'30,55" E 10°46'33,94" Profilmeter 50 (nach Lutzens 1969) Hang Mitte	Matrix: HZM-19 M: Ton-/Siltschiefer dunkelgrau, z. T. kieselig	HZM-19 M: Ø 180 µm (80-250 µm) klein, farblos-klar, leicht kantengerundet, meist langprismatisch, wenige idiomorph, ca. 50 % mit Einschlüssen Messung: conc/tot: 63/116
		Komponenten: HZM-19 K Kieselschiefer, Quarzit, Fein- sandstein (dünnbankig)	HZM-19 K: keine Zirkone
HZM-21	N 51°44'30,15" E 10°46'34,95" Profilmeter 75 (nach Lutzens 1969) Hangfuß	Matrix: HZM-21 M Ton-/Siltschiefer, schwarz	HZM-21 M: Ø 120 µm (50-220 µm), sehr klein, farblos-klar, meist deutlich kantengerundet, viele mit Einschlüssen Messung conc/tot: 90/110
		Komponente: HZM-21 K dichter grauer Quarzit, mineralisierte Klüfte	HZM-21 K: Ø 180 µm (50-250 µm) klein, meist farblos-klar, wenige gelb- lich, einige große gerundete und lang- prismatische Zirkone, viele mit Einschlüssen Messung: conc/tot: 109/120

Die ausgelesenen Zirkone wurden eingebettet, von jedem Zirkon wurden mit einem Rasterelektronenmikroskop (EVO 50, Senckenberg Dresden) Kathodolumineszenz-Bilder (CL) hergestellt. Die Zirkone aller 3 Proben zeigen im CL-Bild eine überwiegend homogene Zonierung, vereinzelt dünne Anwachsäume und komplexere Strukturen wie überwachsene Kerne und Sektorzonierung.

An den angeschliffenen und polierten Zirkonen (mounts) wurde die Analyse der U-Th-Pb-Isotope mit Hilfe der LA-ICP-MS Methode (Laserablation und Massenspektrometrie verbunden mit induktiv gekoppeltem Plasma) an den Senckenberg Naturhistorischen Sammlungen Dresden (SNSD) durchgeführt und die U-Pb-Alter berechnet. Dabei wurden die Bereiche der Zirkone datiert, die nicht durch Risse, Einschlüsse oder metamorphe Prozesse beeinträchtigt waren.

Ergebnisse

Insgesamt wurden 355 detritische Zirkone aus dem Straßenprofil Königshütte analysiert, von denen 270 Zirkone konkordante Alter mit einem Toleranzgrad von $\pm 10\%$

aufweisen. Die Ergebnisse sind in den Abbildungen 4 und 5 dargestellt. Sie zeigen die Altersverteilung der analysierten Zirkone und ihre Konkordanz. Abweichungen von der Konkordia zeigen eine Störung des U-Pb-Isotopensystems an. Zur Klärung der Altersstellung der untersuchten Gesteine wurde das Konkordia-Alter der jeweils jüngsten Zirkon-Population ermittelt. Es stellt das maximale Sedimentationsalter des Gesteins dar. Die Altersverteilung der Zirkone aus den Proben HZM-21 M und HZM-21 K (Quarzit bei 75 m) ist ähnlich. Das Diagramm zeigt zwei Altershäufungen (Abb. 4). Die Alter zwischen 900 Ma und 2.000 Ma (Meso- bis Paläoproterozoikum) sind charakteristisch für Gesteine der Paläokontinente Baltica und Avalonia, diese Alter treten in Gesteinen des Saxothuringikums (Armorica) nur sehr selten auf (Linnemann et al. 2012). Die Alter zwischen 650 Ma und 540 Ma zeigen cadomische Ereignisse. Zirkonalter zwischen 450 Ma und 400 Ma reflektieren die Kollision von Baltica mit Avalonia sowie kaledonische orogene Prozesse (Eckelmann et al. 2014). Eine Herkunft des Quarzits und der umgebenden Schiefermatrix aus Laurussia (Baltica mit Avalonia) kann angenommen werden. Dies wurde auch

Probenahme

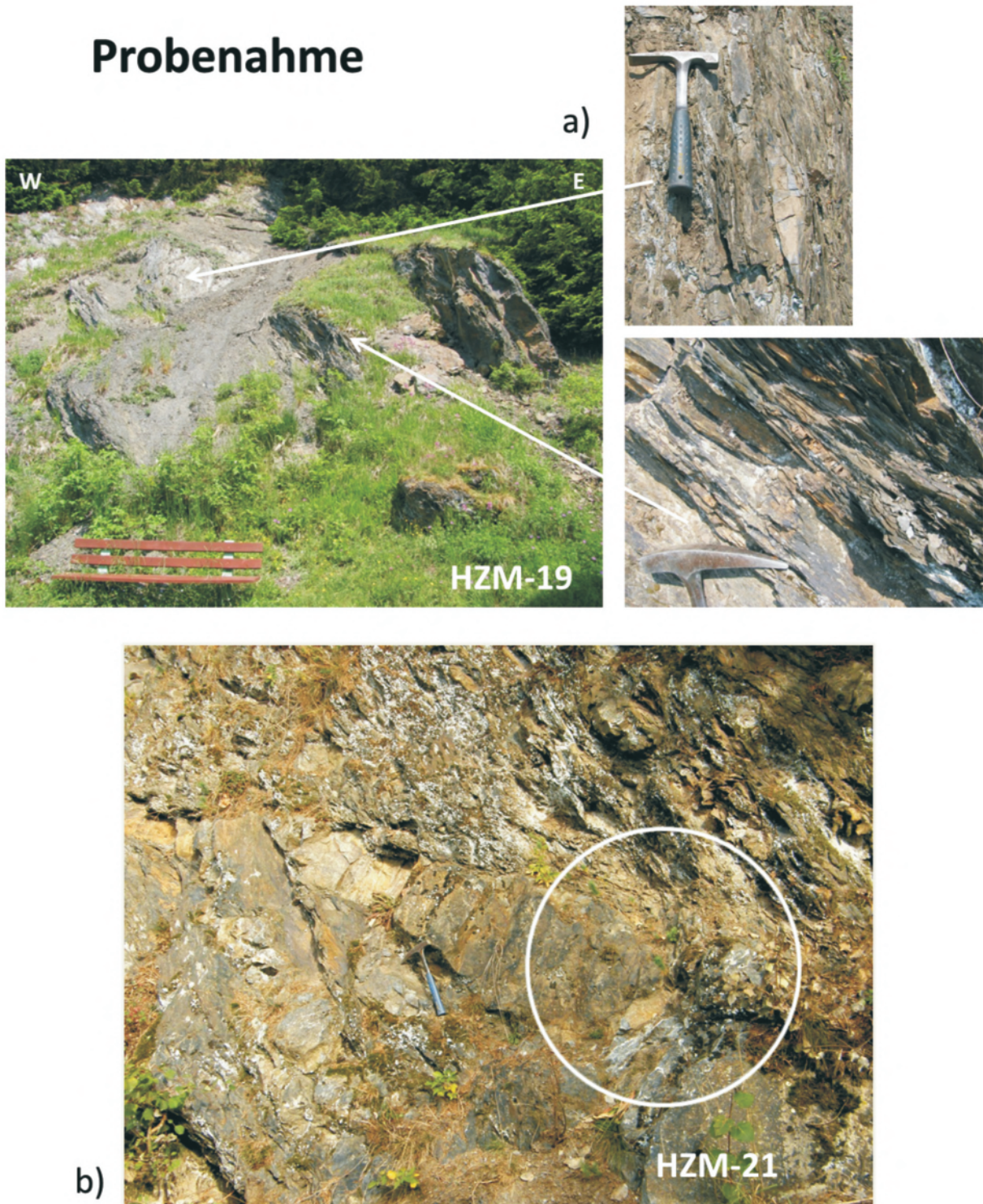


Abb. 3: Probennahmepunkte: (a) Probe HZM-19, Tonschiefer mit Quarzit- und Kieselschieferkomponenten, bei Profilometer 50; (b) Probe HZM-21, Quarzitkomponente und Schiefermatrix, bei Profilometer 75 (vgl. Abb. 2).

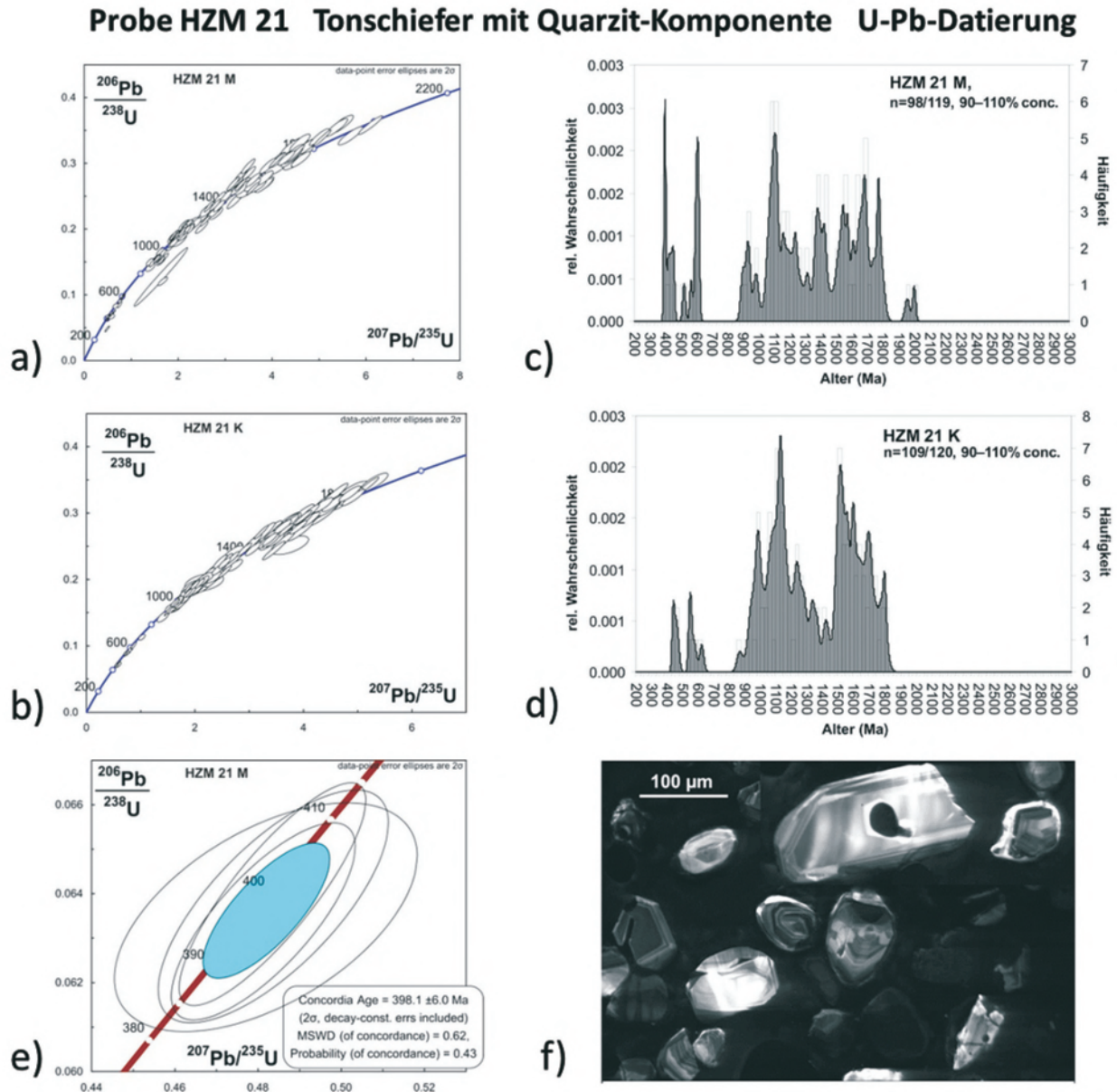


Abb. 4: U-Pb-Daten der Proben HZM-21 K und HZM-21 M (Quarzit mit Tonschiefermatrix). **(a), (b)** U-Pb-Altersspektrum für Matrix und Quarzitkomponente; **(c), (d)** Konkordia-Diagramme der gemessenen U-Pb-Zirkondaten; **(e)** Konkordia-Alter für die Tonschiefermatrix; **(f)** Kathodolumineszenzbilder. Das Konkordia-Alter von 398,1±6,0 Ma stellt das maximale Alter der untersuchten Probe dar (Ems-Quarzit, s. Text).

für den Kammquarzit und den Ems-Quarzit des Lahn-Dill-Gebietes nachgewiesen (Eckelmann et al. 2014: Proben 44468 und 44467). Das berechnete maximale Alter der Sedimentation von 398,1±6,0 Ma liegt im oberen Unterdevon (Emsium). Damit kann der beprobte Quarzit als Äquivalent des Ems-Quarzits angesehen werden.

Die Altersverteilung der Zirkone aus der Probe HZM-19 M (Schiefermatrix bei 50 m) zeigt nur ein Maximum zwischen ca. 300 Ma und ca. 450 Ma sowie nur sehr wenige proterozoische Detritusalter (Abb. 5). Die Alter zwischen 390 Ma und 420 Ma zeigen die Aktivität variszischer Inselbögen und bei 420 Ma die Kollision Avalonia/Baltica mit Laurussia (Linnemann et al. 2003). Die jüngsten Alter von 330 Ma bis 350 Ma lassen sich Granitplutonen der Mitteldeutschen Kristallinzone zuordnen

(variszische Kollision). Die Altersdaten der Probe HZM-19 M zeigen eine avalonische Herkunft mit geringem Detritus-Anteil (Linnemann et al. 2012). Andererseits zeigen Datierungen aus dem Rheinischen Schiefergebirge ähnliche Signaturen für Grauwacken der Gießen-, Hörre- und Lohra-Decken, deren Detritusherkunft Armorica zugeordnet wird (Eckelmann et al. 2014). Das maximale Alter der Ton-/Siltschiefermatrix der Probe HZM-19 M wurde mit 338,4±2,3 Ma (Unterkarbon – Viséum) berechnet (Abb. 5c).

Probe HZM 19 Tonschiefer mit Quarzit- und Kieselschiefer Komponenten U-Pb-Datierung

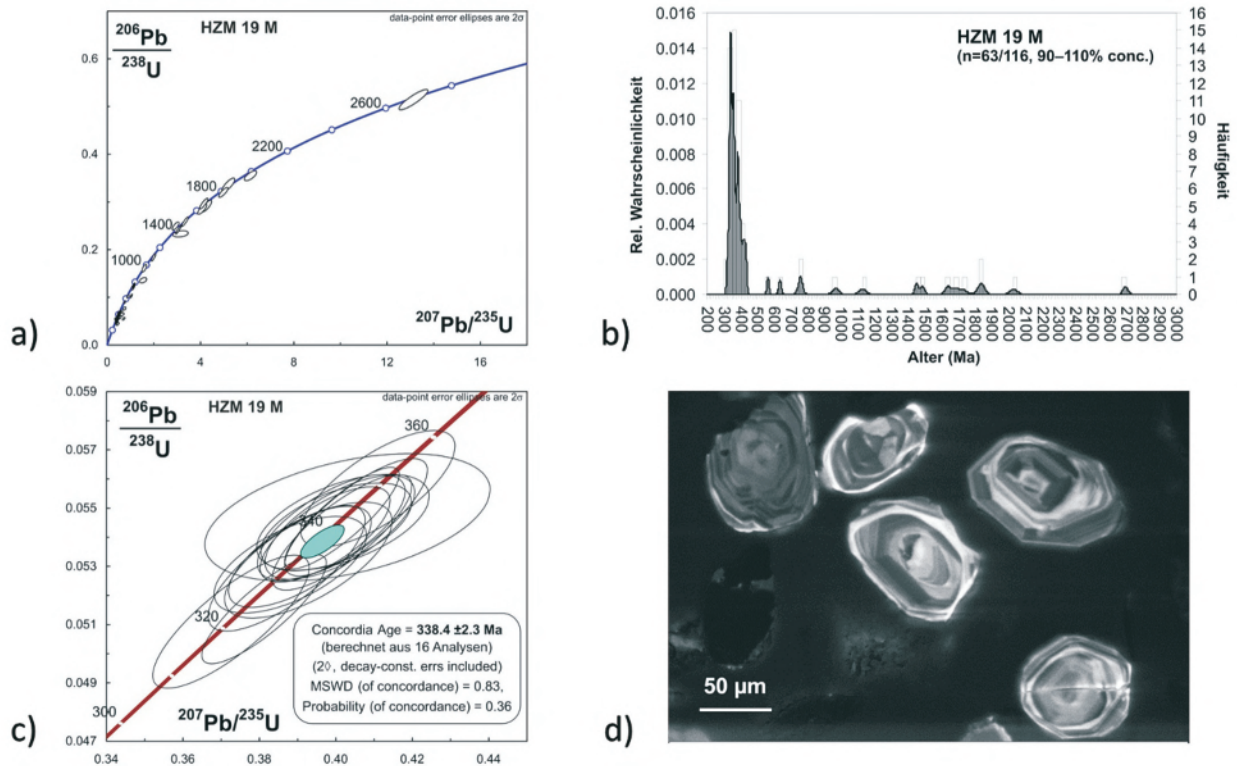


Abb. 5: U-Pb-Daten der Proben HZM-19 M (Tonschiefer mit Quarzit- und Kieselschieferkomponenten). **(a)** Konkordia-Diagramm der gemessenen U-Pb-Zirkondaten; **(b)** U-Pb-Alterspektrum; **(c)** Konkordia-Alter; **(d)** Kathodolumineszenzbilder. Das Konkordia-Alter von $338,4 \pm 2,3$ Ma stellt das maximale Alter der untersuchten Probe dar (Viséum, s. Text).

Schlussfolgerungen

Mit der Uran-Blei-Datierungsmethode an detritischen Zirkonen konnten Matrixgesteine des “Hüttenröder Olisthostroms” erstmalig datiert werden.

Matrix und Quarzitkomponente der Probe HZM-21 sind gleich alt (Unterdevon) und zeigen gleichartige Herkunftssignale (Baltica und Avalonia). Die unterkarbonischen Schiefer (Probe HZM-19) zeigen ein avalonisches Signal der Altersverteilung. Grauwacken des Rheinischen Schiefergebirges mit ähnlichen Altersverteilungen werden von Eckelmann et al. (2014) allerdings Armorica zugeordnet und durch einen Ferndeckentransport erklärt. Die Interpretation der Herkunft des Detritus für diese Probe ist daher noch kontrovers.

Der Nachweis von Unterdevon für einen Bereich mit Quarzit-Komponenten (Probe HZM 21, bei 75 m) sowie Unterkarbon für einen Bereich mit Silt- und Kieselschiefern (Probe HZM-19, bei 50 m) ermöglicht eine erste stratigraphische Zuordnung in einem Profilabschnitt, der

bisher dem Unter- bis Mitteldevon zugeordnet wurde oder als Olisthostrom in das Unterkarbon gestellt wurde.

Die Zirkonpopulationen der untersuchten Proben HZM-19 und HZM-21 sind extrem unterschiedlich und zeigen an, dass die Ausgangsgesteine des “Hüttenröder Olisthostroms” aus verschiedenen Herkunftsgebieten stammen.

Eine einheitliche, unterkarbonische “Olisthostrom-Matrix” wird durch die Untersuchungen nicht bestätigt. Die beiden nur 25 m voneinander entfernt liegenden Matrixproben zeigen sehr verschiedene Altersspektren.

Für die Interpretation des Straßenprofils bedeuten die Datierungsergebnisse, dass die aufgeschlossene Gesteinsserie ein größeres Altersspektrum umfasst als bisher nachgewiesen wurde. Eine verbindende Olisthostrom-Matrix wurde nicht festgestellt. Aufgrund der starken tektonischen Beanspruchung im untersuchten Bereich ist von einer mächtigen Störungszone zwischen den beiden Probenpunkten auszugehen, an der Gesteine des Unter-, Mittel- und Oberdevons sowie des Unterkarbons miteinander verschuppt sind.

Die Autoren danken Rita Krause (SNSD) für die Unterstützung bei der Probenaufbereitung.

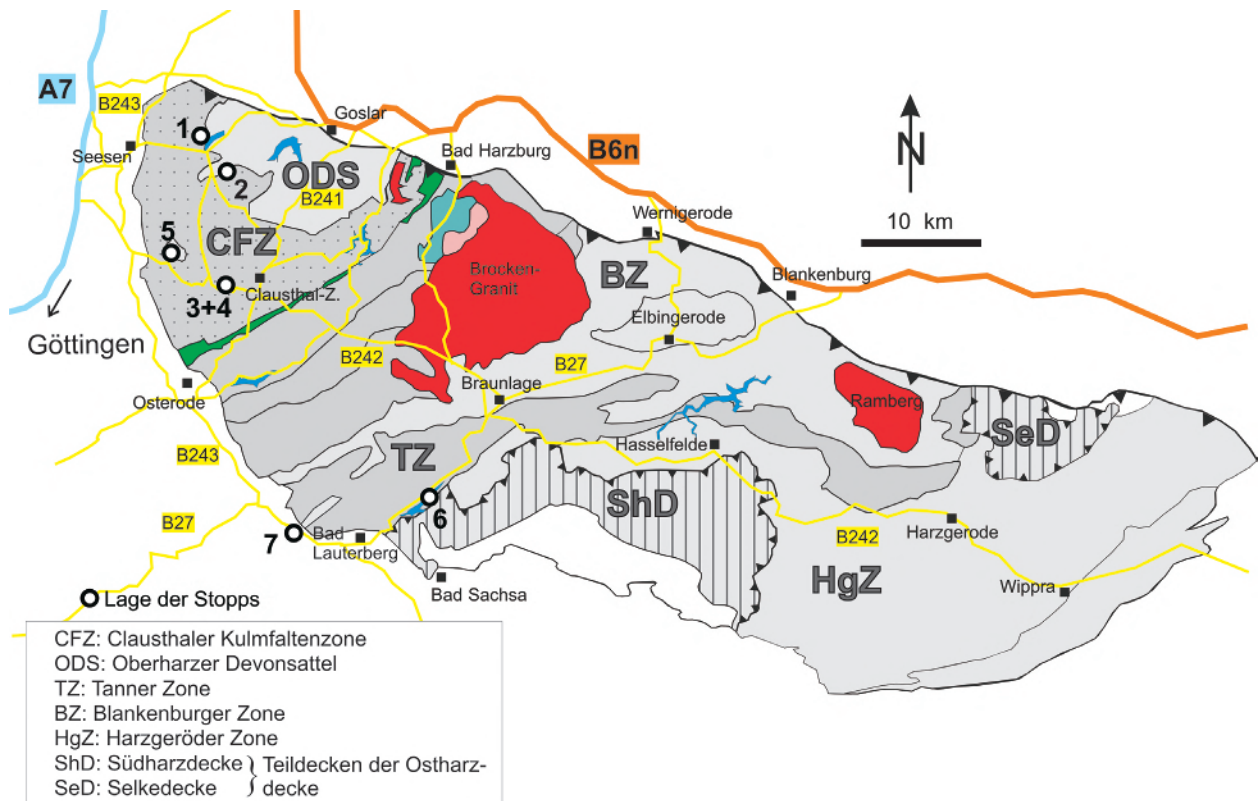
Literatur

- Blumenstengel, H. (1967): Fauna und stratigraphische Einstufung fossilführender Proben der Profile an der neuen Forststraße Königshütte. In: Lutzens, H. (1969): Stratigraphie, Faziesbildung und Baustil im Paläozoikum des Unter- und Mittelharzes. *Dissertation*, Anlage 36e; *Martin-Luther-Universität Halle; Halle/S.*: 174 S.
- Blumenstengel, H. (1992): Eine neue Ostrakodenfauna aus einem Vorkommen von Erbslochgrauwacke im Hüttenröder Olisthostrom der südlichen Blankenburger Zone. *Zeitschrift für Geologische Wissenschaften* **20** (3): 277-280.
- Eckelmann, K.; Nesbor, H.-D.; Königshof, P.; Linne- mann, U.; Hofmann, M.; Lange, J.-M. & Sagawe, 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.
<http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2013.05.018>
- Festa, A.; Dilek, Y.; Pini, G. A.; Codegone, G. & Ogata, K. (2012): Mechanisms and processes of stratal disruption and mixing in the development of mélanges and broken formations: Redefining and classifying mélanges. *Tectonophysics* **568/569**: 7-24.
- Franke, W. (2000): The mid-European segment of the Variscides: tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution. In: Franke, W.; Haak, V.; Oncken, O. & Tanner, D. (Eds.): *Orogenic processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt. Geological Society, Special Publications* **179** (1): 35-61.
- Friedel, C.-H. & Leiss, B. (2015): Variszische Tektonik im Harz (östliches Rhenohercynikum). In: Röhling, H.-G. (Ed.): *GeoBerlin 2015. DYNAMISCHE ERDE – von Alfred Wegener bis heute und in die Zukunft. Exkursionsführer. Exkursionsführer und Veröffentlichungen der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften* **255**: 44-86.
- Huckriede, H.; Wemmer, K. & Ahrendt, H. (2004): Palaeogeography and tectonic structure of allochthonous units in the German part of the Rhenohercynian Belt. *International Journal of Earth Sciences* **93**: 414-431.
<http://dx.doi.org/10.1007/s00531-004-0397-4>
- Linnemann, U.; Romer, R. L.; Gehmlich, M. & Drost, K. (2003): Paläogeographie und Provenance des Saxothuringikums unter besonderer Beachtung der Geochronologie von prävariszischen Zirkonen und der Nd-Isotopie von Sedimenten. In: Linnemann, U. (Ed.): *Das Saxothuringikum – Abriss der präkambrischen und paläozoischen Geologie von Sachsen und Thüringen. Geologica Saxonica* **48/49**: 125-136.
- Linnemann, U.; Herbosch, A.; Liégeois, J.-P.; Pin, C.; Gärtner, A. & Hofmann, M. (2012): The Cambrian to Devonian odyssey of the Brabant Massif within Avalonia: A review with new zircon ages, geochemistry, Sm–Nd isotopes, stratigraphy and palaeogeography. *Earth-Science Reviews* **112** (2012): 126-154.
- Lutzens, H. (1969): Stratigraphie, Faziesbildung und Baustil im Paläozoikum des Unter- und Mittelharzes. *Dissertation, Martin-Luther-Universität Halle; Halle/S.*: 174 S.
- Lutzens, H. (1972): Stratigraphie, Faziesbildung und Baustil im Paläozoikum des Unter- und Mittelharzes. *Geologie (Beihft)* **74**: 1-105.
- Lutzens, H. (1973): Exkursion B - Stratigraphische und lithologische Probleme im Paläozoikum des Harzes. Aufschluß B3. In: Schwab, M. (Ed.): *Exkursionsführer zur Vortrags und Exkursionstagung „Lithologie, Paläogeographie und Tektonik des Paläozoikums im Rhenohercynikum des Harzes und der Flechtinger Scholle. Gesellschaft für Geologische Wissenschaften* **57**: 30-34.
- Lutzens, H. & Schwab, M. (1972): Zur tektonischen Stellung des Harzes im Variszischen Orogen. *Geologie* **2**: 627-640.
- Miosga, N. (2014): Struktur und Petrographie devonischer "Block-in-Matrix-Gesteine" im Straßenprofil (Abschnitt A) bei Königshütte im Harz – ein Beitrag zur Genese der Harzer Mélanges. *Unveröffentlichte Bachelorarbeit. Geowissenschaftliches Zentrum Göttingen, Georg-August-Universität; Göttingen*: 63 S.
- Reichstein, M. (1961): Parallelisierung eines Teiles des bisherigen Hauptquarzits vom Unterharz mit der Schichtfolge des Acker- Bruchberg-Systems. *Geologie* **10**: 302-315.
- Reichstein, M. (1965): Motive und Probleme erneuter Deckenbauvorstellungen für den Harz. *Geologie* **14**: 1039-1076.
- Schwab, M. (1976): Beiträge zur Tektonik der Rhenohercynischen Zone im Unterharz. *Jahrbuch für Geologie [1969/70]* **5** (6): 9-117.

Cite this article: Zweig, M.; Hofmann, M. & Linnemann, U. (2016): Radiometrische Datierung detritischer Zirkone aus dem "Hüttenröder Olisthostrom" bei Königshütte (Blankenburger Zone, Mittelharz). In: Friedel, C.-H. & Leiss, B. (Hg.): *Harzgeologie 2016. 5. Workshop Harzgeologie – Kurzfassungen und Exkursionsführer. Göttingen Contributions to Geosciences* **78**: 53–61.

http://dx.doi.org/10.3249/978-3-86395-292-1_12

Exkursionsführer



Stopp 1: Grauwacken-Gänge im Kulm-Kieselschiefer des Gegentals an der Innerstetalsperre im Oberharz

Stopp 2: Gefalteter unterkarbonischer Kieselschiefer am Bielstein nördlich Lautenthal (Innerstetal)

Stopp 3: Charakteristische Merkmale klastischer Sedimente in Turbiditen innerhalb der Clausthaler Kulmfaltenzone

Stopp 4: Schichtgebundene Deformationsstrukturen in der Kulmgrauwacke des Oberharzes (Bundesstraße 242)

Stopp 5: Das Iberger Riff im Harz – Riff-/Postriffentwicklung und Tektonik (Tagebau Winterberg, Fels-Werke GmbH)

Stopp 6: Wildflysch versus tektonische Mélange – Gefügemerkmale und Interpretation der Odertalmélange (Südharz, Odertalsperre/Bad Lauterberg)

Stopp 7: Gefüge und Genese der Scharzfelder Mélange (Scharzfeld, am Dolomitwerk)

Stopp 1: Grauwacken-Gänge im Kulm-Kieselschiefer des Gegentals an der Innerstetalsperre im Oberharz

Henning Zellmer

¹Geopark Harz . Braunschweiger Land. Ostfalen; Niedernhof 6, 38154 Königslutter;
Email: hzell@web.de

Göttingen
Contributions to
Geosciences
www.gzg.uni-goettingen.de

78: 65-68, 4 Abb.

2016

Lokation

TK 4127 Seesen, Weganschnitt oberhalb des Nordwestufers der Innerstetalsperre auf der nördlichen Seite des Gegentals, 316 m ü NN, Koordinaten (GK3): R 3587630, H 5753770

Ausgehend von Ergebnissen aus der Bearbeitung der Kieselschiefer des Harzes (Buchholz et al. 2006; Zellmer 1995, 1996) wurde am Institut für Geowissenschaften der TU Braunschweig unter der Leitung von Prof. Dr. Horst Wachendorf die Frage zur Genese der in unterschiedlichen stratigraphischen Niveaus auftauchenden, aber petrographisch der Kulmgrauwacke gleichenden Grauwacke-“Bänke” bearbeitet (Steph 1999). Das zeitgleiche Vorkommen von Kieselschiefern, die extrem niedrige Sedimentationsraten belegen, und Grauwacken, die ihrerseits Zeugnisse für extrem hohe Sedimentationsraten sind, hatte zuvor zu großen Schwierigkeiten bei der Rekonstruktion der Geodynamik des Ablagerungsraumes geführt (Buchholz et al. 1990).

In den unterkarbonischen Kieselschiefern des westlichen Oberharzes kommen Grauwacken bis zu einer Mächtigkeit von 3 m vor, so auch im Gegental (Abb. 1–3). Sorgfältige Kartierarbeiten haben an mehreren Stellen gezeigt, dass diese Grauwacken nicht sedimentärer Bestandteil des Profils, sondern Gangfüllungen sind. Diese wurden vermutlich in unverfestigtem Zustand in die im Gegensatz dazu nicht mehr plastisch verformbaren Kie-



Abb. 1: Grauwacke (nachkoloriert) im Kulmkieselschiefer des Gegentals (Bänke 3 und 4).

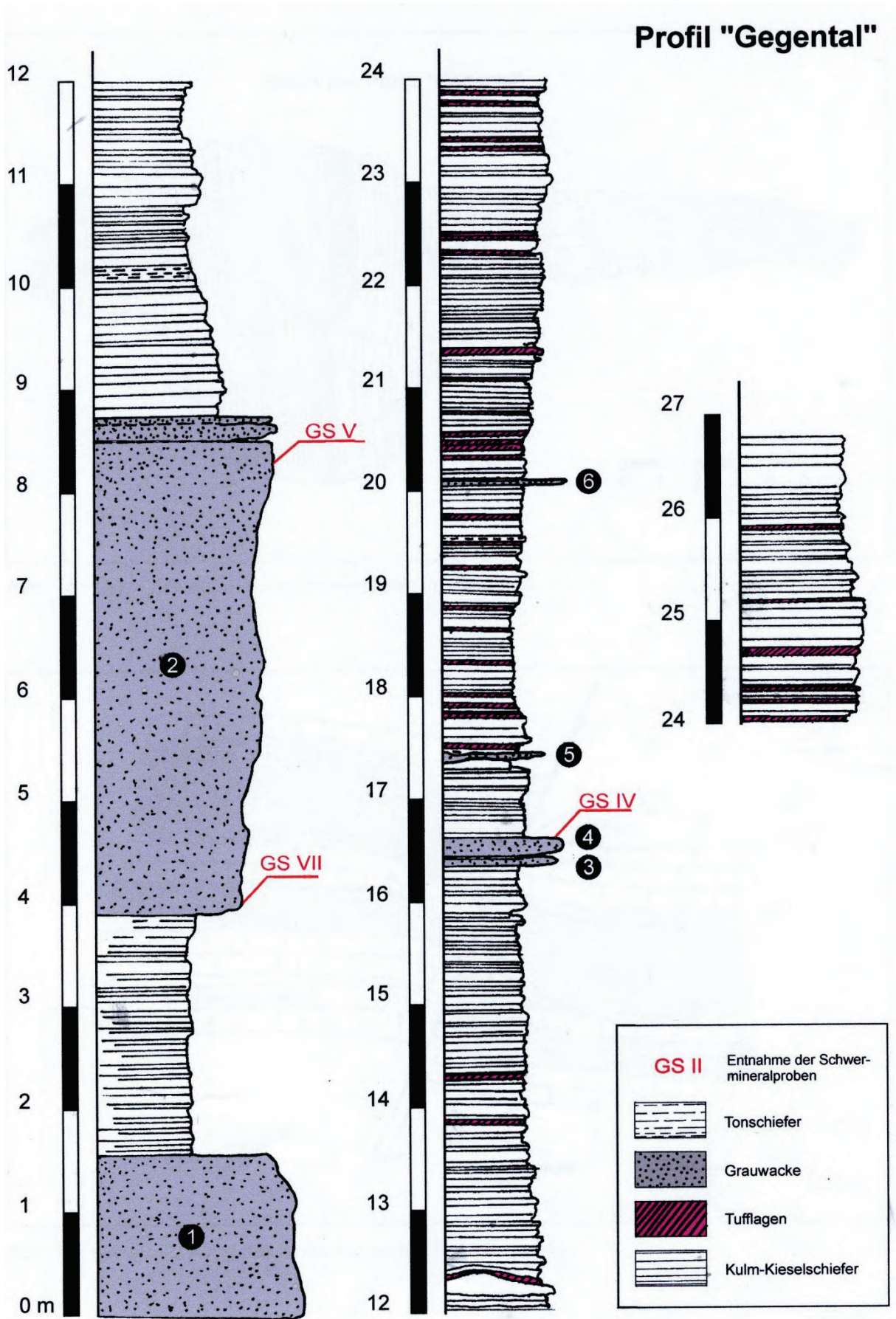


Abb. 2: Profil des Kulmkieselschiefers im Gegental (aus Steph 1999).

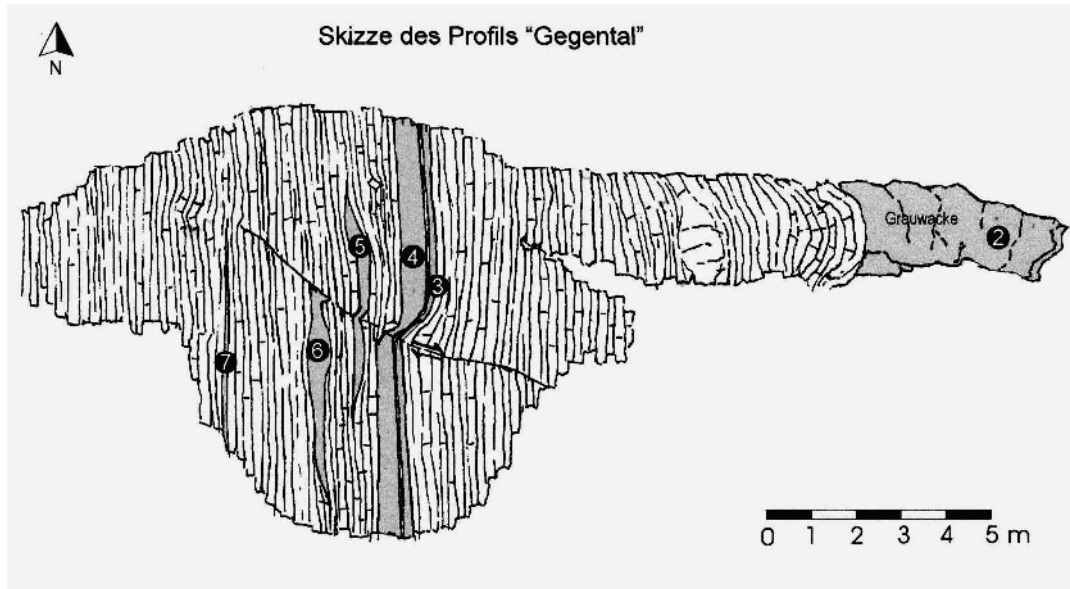
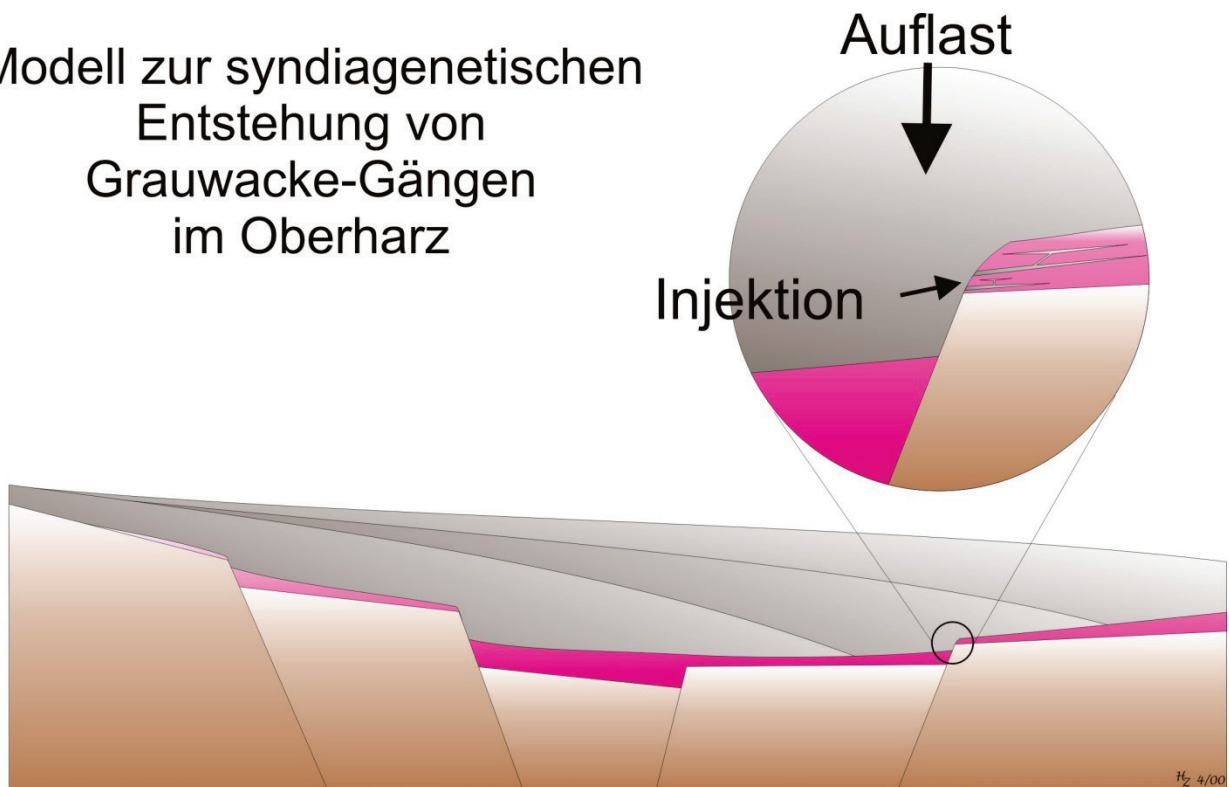


Abb. 3: Lageskizze des Kulm-Kieselschieferprofils im Gegental (aus Steph 1999).

Modell zur syndiagenetischen Entstehung von Grauwacke-Gängen im Oberharz



Flysch (cu III)
 Kieselschiefer (cu II)
 Präflysch-Abfolge bis cu I

Abb. 4: Überhöhtes Modell zur Injektion von Grauwacke-Material in die Kieselschiefer-Ablagerungen (aus Zellmer 2012).

selsediment-Serien injiziert. Da diese postsedimentäre Injektion (Abb. 4) in der Regel schichtparallel, nämlich entlang der weniger verkieselten und wegen der Undurchlässigkeit sowie Wasseraufnahmekapazität der enthaltenen Smekтите sehr wasserreichen Tonzwischenlagen erfolgte, ist die Genese nur an wenigen Stellen direkt nachvollziehbar. Die dokumentierten Belege sind jedoch eindeutig (Steph 1999). Die Petrographie der Grauwackengänge ist erwartungsgemäß mit derjenigen der Kulmgrauwacken vollkommen identisch. Dies ist sowohl durch die Auswertung von Dünnschliffen als auch durch Schwermineralanalysen belegt. Die Existenz von Grauwacken, die älter sind als der Kulmtonschiefer, ist für den Oberharz demnach unwahrscheinlich. Zumindest können diese nicht durch vermeintlich unterlagernde Kieselschiefer datiert werden.

Da die Datierung der oberdevonischen Grauwacken des Mittelharzes durch das Auffinden von Mischfaunen (Zellmer 1995, 1996, 1997, 2012) ebenfalls infrage gestellt wurde, bleiben sämtliche bisher älter als der Kulmtonschiefer eingeordneten Grauwacken des Harzes – außer der oberdevonischen Grauwacke der Osthartz-Decke – ohne glaubhaften stratigraphischen Beleg. Mit der Kulmfazies schließt eine "klassische" Flysch-Sedimentation mit Tonschiefern und Grauwacken von Südosten her die Beckenentwicklung des Harz-Variszikums im nordwestlichen Oberharz ab. Diese Beckenentwicklung ist über weite Zeiträume des Mitteldevons bis Unterkarbons durch Mangelsedimentation mit kondensierten Profilen auf den Schwellen und Resedimenten an den Schwellenrändern sowie durch basischen bis intermediären Vulkanismus geprägt.

Literatur

- Buchholz, P.; Obert, C.; Trapp, E.; Wachendorf, H. & Zellmer, H. (2006): Das Karbon des Westharzes. In: Amler, M. R. W. & Stoppel, D. (Eds.): Stratigraphie von Deutschland VI: Unterkarbon (Mississippium). *Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften* **41**: 387-414.
- Buchholz, P.; Wachendorf, H. & Zweig, M. (1990): Resedimente der Präflysch- und Flyschphase. - Merkmale für Beginn und Ablauf orogener Sedimentation im Harz. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen* **179** (1): 1-40.
- Steph, S. (1999): Unterkarbonische Grauwackengänge im nordwestlichen Oberharz. *Unveröffentlichte Diplomarbeit, Braunschweig*: 98 S.
- Zellmer, H. (1995): Stratigraphie und Paläogeographie der Kieselschiefer-Fazies im Harz (Mitteldevon - Unterkarbon). *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie (Teil I)* **1993** (9-10): 1173-1185.
- Zellmer, H. (1996): Stratigraphie und Petrographie der Kieselschiefer-Fazies im Harz (Mitteldevon bis Unterkarbon). *Braunschweiger Geowissenschaftliche Arbeiten* **19**: 72 S.
- Zellmer, H. (1997): Über den Zusammenhang zwischen Vulkanismus und Kieselschiefer-Bildung im Harz. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft* **148** (3-4): 457-477.
- Zellmer, H. (2012): Mischfaunen und Sandstein-Gänge in devonischen und unterkarbonischen Sedimenten – bisher wenig beachtete Faktoren bei der Strukturanalyse des Harzes. 4. Workshop Harzgeologie, 19.-20.10.2012, Roßla. *Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften, Beiheft* **28**: 63-66.

Cite this article: Zellmer, H. (2016): Grauwacken-Gänge im Kulm-Kieselschiefer des Gegentals an der Innerstetalsperre im Oberharz. In: Friedel, C.-H. & Leiss, B. (Hg.): Harzgeologie 2016. 5. Workshop Harzgeologie – Kurzfassungen und Exkursionsführer. *Göttingen Contributions to Geosciences* **78**: 65–68.

http://dx.doi.org/10.3249/978-3-86395-292-1_13

Stopp 2: Gefalteter unterkarbonischer Kiesel-schiefer am Bielstein nördlich Lautenthal (Innerstetal)

Bianca Wagner^{1*}, Bernd Leiss² & David C. Tanner³

¹Abt. Angewandte Geologie, Geowissenschaftliches Zentrum der Universität Göttingen, Goldschmidtstr. 3, 37077 Göttingen;

Email: bwagner1@gwdg.de

²Abt. Strukturgeologie und Geodynamik, Geowissenschaftliches Zentrum der Universität Göttingen, Goldschmidtstr. 3, 37077 Göttingen;

³Leibniz Institut für Angewandte Geophysics (LIAG), Stilleweg 2, 30655 Hannover;

* corresponding author

Göttingen
Contributions to
Geosciences
www.gzg.uni-goettingen.de

78: 69-78, 11 Abb.

2016

Lokation

GK 25 Blatt 4127 (Seesen), ehemaliger Kulmkiesel-schieferbruch im Innerstetal, nördlicher Ortsausgang von Lautenthal, direkt hinter der Schule; südl. Teil des Geologischen Lehrpfades "Lautenthal/Harz"

Koordinaten (GK3): Nördl. Punkt: R 3589039; H 5749717, Südl. Punkt: R 3589053, H 5749632

Kurzbeschreibung

Der Aufschluss zeigt beispielhaft und kleinmaßstäblich Strukturen und Phänomene des variszischen Faltenbaus in unterkarbonischen Gesteinsabfolgen mit unterschiedlicher Rheologie.

Gestein

Im Südteil des Geologischen Lehrpfades "Lautenthal/Harz", der sich entlang des Innerste-Ufers vom Bielstein in nordwestliche Richtung zum Sparenberg erstreckt, sind auf einer Gesamtlänge von ca. 100 m Gesteine der "Liegende Alaunschiefer und Kulm-Kiesel-schiefer" (cdKS, *Gattendorfia*-Stufe, cu I, Unteres Tournaisium) als Einzelklippen und Steinbruchwände aufgeschlossen (Hinze 1976; Stoppel 2002).

Die Steinbruchwände und Klippen bestehen größtenteils aus hell- bis dunkelgrauen, graugrünen bis grauschwarzen und schwarzen Kiesel-schiefern. Die Kiesel-

schiefer bestehen aus massigen kieseligen Lagen, kieseligen Schiefern und Tonschiefern (Hinze 1976). Die massigen kieseligen Anteile bestehen hier wohl überwiegend aus Radiolariten (Lydite), sie können aber auch aus Tuffen aufgebaut sein (Abb. 2-4). Obwohl die Bezeichnung "Kiesel-schiefer" etwas irreführend ist, da die massigen Anteile der Gesteine nicht auffällig geschiefert sind, behalten wir diesen klassischen Begriff bei. Im verwitterten Zustand sind die ursprünglich schwarzen kieseligen Lagen eher gelbgrau bis braun. Obwohl die Färbung meist homogen ist, kann vereinzelt eine Lamination durch den Wechsel von mm-dicken grünlich-braunen und schwarzen Lagen beobachtet werden (Eickhoff 1962). Deutlicher gebänderte kieselige Gesteine sind oft hellgrau und wurden früher als "Adinole" bezeichnet (Hinze 1976). Markant sind zudem die deutliche Bankung von wenigen cm bis 0,7 m sowie die ausgeprägte bankrechte Klüftung der kieseligen Lagen.



Abb. 1: Lage des Aufschlusses im Tal der Innerste (Topographische Karte: AK 5 V, WMS-Basisdaten Niedersachsen).

Im unteren und mittleren Teil der Kieselchiefer-Abfolge treten blaugrünliche, gelbbraune bis graubraune, schmierig-lehmige Lagen auf. Diese seifenartig glatt erscheinenden Bereiche können bis maximal 8 cm mächtig werden und eine gradierte Schichtung aufweisen. Sie werden als verwitterte Tuffe und Tuffite gedeutet (Eickhoff 1962).

Eine weitere Besonderheit der Abfolge sind in die Alaunschiefer oder in die Kieselgesteine eingeschaltete, meistens auskeilende graue Grauwackenbänke. Sie werden als feinkörnig (Hinze 1976) bis feinkonglomeratisch (Stoppel & Zscheke 1973; Zellmer 1996) beschrieben und sind wenige cm bis mehrere dm (ausnahmsweise bis 3 m) mächtig. Sie sind nach Eickhoff (1962) im gesamten Gebiet nördlich und nordöstlich von Lautenthal zu finden, können jedoch nicht über größere Entfernungen miteinander korreliert werden.

Tektonische Strukturen

Die entlang des Weges anstehenden Kieselgesteine und vergesellschafteten Gesteine streichen in NNW–SSE- bis NW–SE-Richtung und zeigen eine komplexe, disharmonische Faltung, so dass einzelne stärker gefaltete und gestörte Abschnitte mit leicht undulierenden bis ungefalteten Schichtpaketen abwechseln (Abb. 2–4). Die Schieferung

ist nur in den tonigeren Zwischenlagen erkennbar und fällt steil mit 75 bis 90° nach SE ein (Gössmann 2010). Zudem sind in einigen Synklinen und Antiklinen kleine nord- und vereinzelt auch südvergente Aufschiebungen vorhanden, deren Versatz 5 bis ca. 50 cm beträgt.

Gössmann (2010) fand, dass die Faltenachsen im gesamten Aufschluss sehr einheitlich in NE–SW-Richtung streichen und mit Winkeln zwischen 0 und 20° einfallen (Abb. 10c). Die Faltenachsebenen tauchen nach SE ab und zeigen damit eine leichte NW-Vergenz des Faltenbaus an. Der disharmonische Faltenbau zeigt sich jedoch an den variierenden Wellenlängen (1,5 bis 20 m) und den unterschiedlichen Öffnungswinkeln von 66° bis 138° (geschlossene bis offene Falten).

Am nördlichen Ende des Aufschlusses (Abb. 2, 5) sind in dünnbankigen (cm- bis dm-Bereich) Kieselgesteinen mehrere Sättel und Mulden entwickelt, die leider schwer zugänglich, jedoch auch von weitem gut erkennbar sind. Nach Gössmann (2010) fallen ihre Faltenachsen aufgrund einer späteren Scherung wechselnd nach Westen oder Osten ein. Eickhoff (1962) interpretiert diesen Abschnitt als intensive Spezialfaltung in einem flach einfallenden SE-Schenkel einer Großfalte.

Die gefalteten Kieselgesteine sind stark von Fiederspalt durchsetzt. Noch vor einigen Jahren konnte im Hang im nördlichen Aufschlussende in einer m-großen Spezialfalte ein “Sonnenrad” – d. h. radförmig angeordnete, mit Quarz mineralisierte helle Fiederspalt – beobachtet werden, das durch Rotation des Faltschenkel während der sukzessiven Spaltenbildung entstand.

Im mittleren Teil des Aufschlusses (bei ca. 50 m) wird eine einzelne Klippe komplett von einer Antiklinale gebildet (Sattel H, Abb. 3, 10b). Im Gegensatz zum Nordende des Aufschlusses steht hier eine Wechselfolge aus unterschiedlich mächtigen Kieselgesteinen, tonreichen Zwischenlagen und einzelnen Grauwackenbänken an, die eine komplexe Faltengeometrie aufgrund einer Mischung von paralleler und ähnlicher Faltung hervorrief.

Die kompetenteren Bänke zeigen nahezu Parallelfaltung, während die inkompetenteren Tonsteinlagen durch Materialumlagerung eine Scheitelverdickung erlaubten und somit ähnliche Falten entstehen konnten. Teilweise lassen sich aber auch in den kompetenten Schichten sehr starke Scharnierverdickungen beobachten. Dort wurde das Material im Scheitelbereich brekziiert und mit Quarzmineralisationen verfüllt.

In dem in Abbildung 8 gezeigten Bereich dieser Sattelstruktur konnten sich im Faltschenkel aufgrund des Kompetenzkontrastes so genannte “bookshelf-structures” entwickeln. Die kompetenteren Bänke zerbrachen durch bankrechte Klüfte in parallel angeordnete Blöcke und wurden dann durch die bei der Biegegleitfaltung auftre-



Abb. 2: Nördlicher Teil des Aufschlusses. Die Rahmen A und B markieren die Lage von Abb. 5 bzw. Abb. 9.



Abb. 3: Mittlerer Teil des Aufschlusses, der aus einer markanten Antiklinale aufgebaut ist (Sattel H, Abb. 10b). Der weiße Rahmen markiert die Lage von Abb. 8.



Abb. 4: Komplettsicht des südlichen Teils des Aufschlusses. Der weiße Rahmen markiert den Bereich von Abb. 6.



Abb. 5: Gescherte Sattel- und Muldenstruktur am nördlichen Punkt des Aufschlusses dargestellt (Detailbereich des Aufschluss-Nordteils, s. Abb 2).

tenden Scherkräfte im Schenkel antithetisch rotiert. Dies wurde durch die umlagernden plastisch reagierenden Tonsteinschichten ermöglicht. Oberhalb dieser Struktur ist erkennbar, wie im Faltenscharnierbereich der normal liegende, flach einfallende Schenkel abgeschert und über den steilstehenden Schenkel überschoben wurde.

Ein ähnliches Phänomen lässt sich innerhalb der großen weitständigen Antiklinale im südlichen Abschnitt des Aufschlusses bei ca. 20 m beobachten (Abb. 6). Zwei konjugierte Aufschiebungen mit 50 cm Versatz bilden hier eine 1 m hohe und ca. 2,3 m breite Dreiecksstruktur im Faltenscharnier (Gössmann 2010). Die Aufschiebungen entstanden in der Spätphase der Faltung aufgrund der Steifigkeit und Mächtigkeit der kompetenten Bänke.

Eine weitere, jedoch schlechter aufgeschlossene Dreiecksstruktur ist etwas nördlich an der Oberkante der Wand zu finden (Abb. 7). Dort wurde der durch die Faltung entstehende Hohlraum durch weniger kompetente Bänke ausgefüllt (siehe hierzu auch Tanner et al. 2010).

Strukturbilanzierung des Aufschlusses

Gössmann (2010) untersuchte den ca. 90 m langen zugänglichen Teil des Aufschlusses, um die Verkürzung durch Faltung und Lösungsprozesse zu bestimmen (Abb. 10–11). Dazu wurden markante Schichtgrenzen per

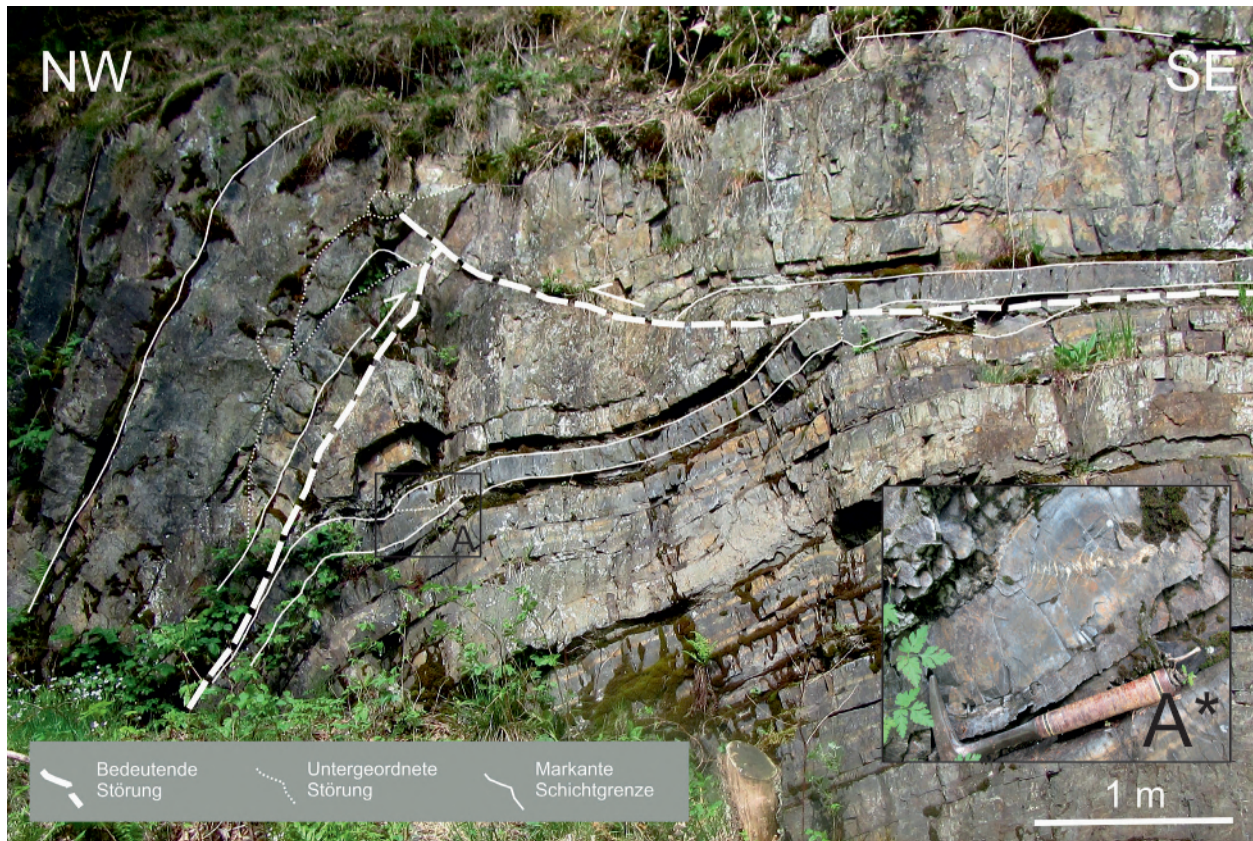


Abb. 6: Auffällige Dreiecksstruktur im südlichen Bereich des Aufschlusses (s. Abb. 4). Die dunkelgrauen und hellgrauen Schichten werden innerhalb des Faltscharniers von zwei konjugierten Aufhebungen versetzt. Der als A* hervorgehobene Bereich zeigt mit Quarz mineralisierte Fiederspalten.

Hand vermessen und maßstabsgetreu gezeichnet. Die daraus erstellte digitalisierte Aufschlusszeichnung bildete die Grundlage für eine 2D-Bilanzierung mit der Software 2D Move (Midland Valley).

Gössmann (2010) hat für die Entzerrung die “flexural-slip” und “line-length” Methode angewendet (Abb. 11) und erhielt je nach Methode eine Mindestverkürzung von 16,34 % (17,58 m) bis 17,56 % (19,21 m). Darin einberechnet wurde eine interne Verformung von 2,63 %, die anhand des prozentualen Substanzverlustes an einzelnen Mineralkörnern aufgrund von Drucklösungsprozessen bestimmt wurde. In dieser Untersuchung wurden jedoch nicht die Störungsversätze sowie die abgescherten Scharniere am Nordende des Aufschlusses berücksichtigt.

In eigenen weiteren Analysen wurde nun die digitale Photogrammetrie angewandt, um den kompliziert geformten Aufschluss wesentlich schneller, vor allem präziser und dreidimensional zu erfassen. Dabei konnte bereits ein 3D-Modell auf der Basis von 300 Digitalfotos mit 60 bis 70 % Überlappung berechnet und anhand von GPS-Punkten mit Koordinaten versehen werden. Dieses lagerichtige Modell – als Punktwolke oder vergittertes Dreiecksnetz – ist flächen-, linien- und winkeltreu, von störenden Objekten (Vegetation, Schilder) bereinigt und dient nun als Grundlage für strukturelle 3D-Auswertungen. Ein erstes Ergebnis sind zwei Orthophotos, die den gesamten Aufschluss mit allen drei Abschnitten unverzerrt und oh-

ne Bäume von vorn und von oben zeigen (Abb. 10a, c). Im nächsten Schritt werden markante Horizonte digitalisiert und zu Flächen erweitert. Das Ziel ist, ein geologisch-strukturelles 3D-Modell des gesamten Abschnitts und damit eine möglichst genaue Retrodeformation zu realisieren.

Stratigraphische und strukturelle Einordnung

Die gesamte am Südende des Lehrpfades und den östlich anschließenden Berghängen anstehende Kartiereinheit “Liegende Alaunschiefer und Kulm-Kieselschiefer” wird nach Hinze (1976) in das tiefe Unterkarbon eingeordnet und geht konkordant aus karbonatführenden Tonschiefern des Oberdevon hervor, die im nördlich anschließenden Teil des Lehrpfades anstehen (Stoppel 2002). Die Grenze zum Oberdevon wird nach Stoppel & Zschecke (1971) an die Basis der Ton- und Alaunschiefer gelegt. Laut Hinze (1967) liegt die Devon/Karbon-Grenze etwas tiefer in den liegenden grauen Tonschiefern, Zellmer (1996) beschreibt basale Tonschiefer, die er in das cu I einstuft.

Die Basis der gesamten Kartiereinheit “cdKS” bilden laut Hinze (1976) 5 bis 6 m mächtige “Liegende Alaunschiefer” des cu II α bzw. der *sandbergi*- bis *crenulata*-Conodontenzonen (Zellmer 1995). Darüber folgen ca. 35 bis 40 m vorherrschend schwarze bis grüne Radiolarite des cu II β (Hinze 1976) – von der *typicus*-Zone an (Zellmer 1995), früher auch als “Lyditstufe” bezeichnet. Die dunklen Radiolarite werden von 10 bis 12 m hellgrauen, dünnbankigen, oft gebänderte Kieselgesteinen (ehemals “Adinol-Stufe”) abgelöst, die lokal allodapische Kieselkalke enthalten und laut Zellmer (1995) im mittleren Teil der *texanus*-Conodontenzone einsetzen. Darüber folgt nach Hinze (1976) eine 12 bis 15 m mächtige Wechsellagerung aus Ton- und Alaunschiefer (“Hangende Alaunschiefer”) mit Kieselgesteinen und kieselig-karbonatischen Bänken. Laut Zellmer (1995) setzen diese “erneuten” Alaunschiefer im Grenzbereich cu II/cu III ein.

Laut Eickhoff (1962) ist die gesamte Kartiereinheit “Liegende Alaunschiefer und Kulm-Kieselschiefer”, die auch die “Hangenden Alaunschiefer” einschließt, im Gebiet nördlich und nordöstlich Lautenthal relativ konstant 50 m mächtig.



Abb. 7: Unauffälligere Dreiecksstruktur im Südteil des Aufschlusses.

In ihrem Hangenden geht diese Abfolge allmählich in die Kartiereinheit “Kulmtonschiefer” (cu-KT) über. Hinze (1976) beschreibt drei kieselige, mulmige verwitternde “Grenz-Kalkbänke”. Zellmer (1995) spezifiziert das Einsetzen der Kulmtonschiefer nach Conodonten über der *crenistris*-Bank (unteres cu III).



Abb. 8: Detailaufnahme der “bookshelf structure” im mittleren Aufschlussbereich bei ca. 55 m (s. Abb. 3).

Die am Bielstein und entlang des Innersteufers auftretenden Grauwackenbänke (Abb. 9) werden von Stoppel & Zscheke (1971) in das Unterkarbon I bis II eingestuft, eingeschaltete Tonschiefer mit cu II β bis cu II γ datiert. Das Alter und die Genese der bank- und linsenförmigen Grauwackeeinlagerungen sind jedoch umstritten. Zellmer deutet sie als nachträgliche Spaltenfüllungen (siehe Stopp 1, dieser Band).

Die im Innerstetal aufgeschlossenen unterkarbonischen Gesteine werden der Clausthaler Kulmfaltenzone zugeordnet. Die nördlich und nordöstlich von Lautenthal anschließenden Gebiete zählen bereits zum Oberharzer Devonsattel und wurden einschließlich des Innerstetals von Eickhoff (1962) detailliert kartiert. Seine Ergebnisse bieten somit eine gute Vergleichsmöglichkeit zwischen den kleinmaßstäblichen Aufschlussbeobachtungen und dem regionalen tektonischen Bau.

Nach Eickhoff (1962) ist die gesamte devonisch-unterkarbonische Gesteinsabfolge großräumig gefaltet und durch verschiedene Störungsgenerationen versetzt. Die Streichwerte der Schichtflächen schwanken zwischen 50° und 65° mit einem breiten Spektrum an Einfallswinkeln. Die Schieferungsflächen streichen größtenteils um

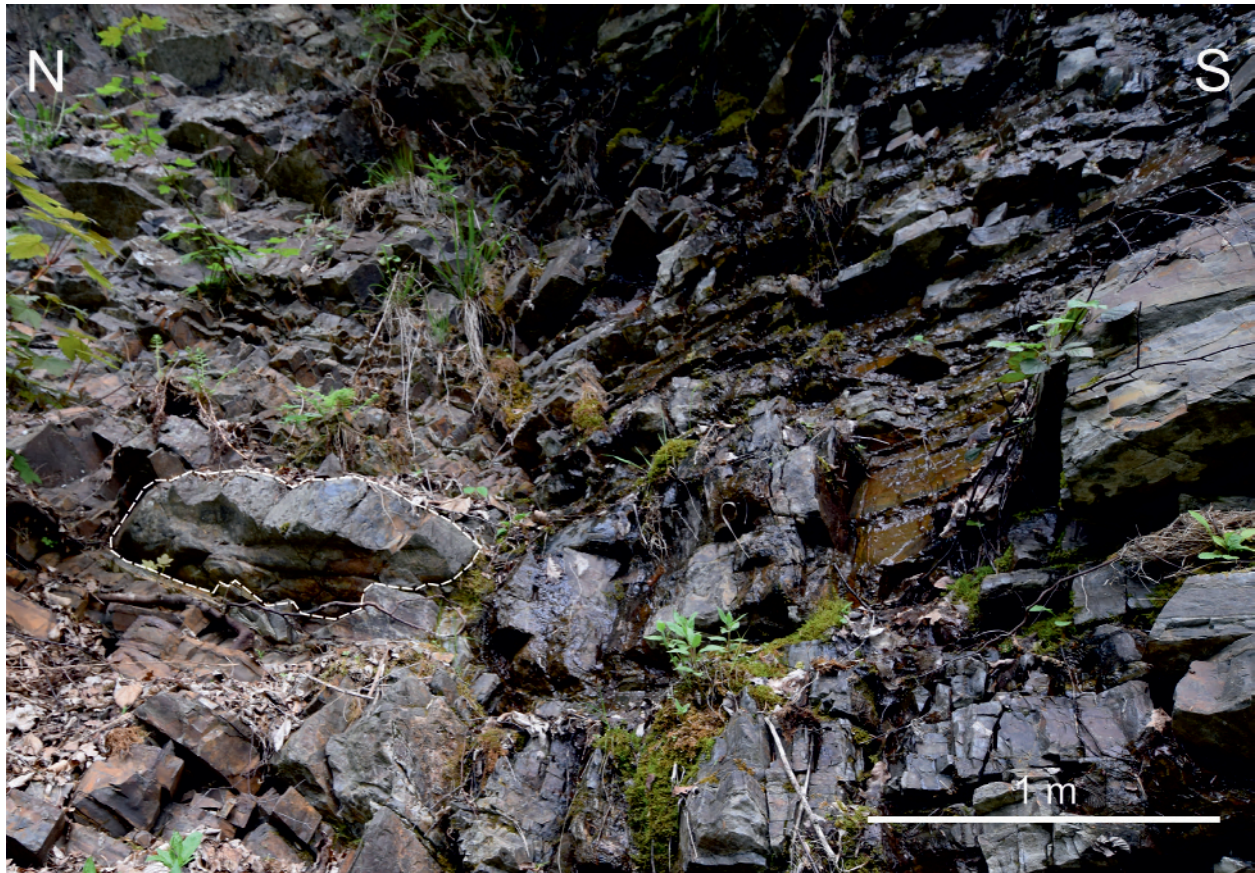


Abb. 9: Grauwackebank mit „load-cast“-Strukturen (gestrichelt) innerhalb der Kieselschiefer.

die $60^\circ \pm 20^\circ$ und fallen mit Winkeln zwischen 15° und 90° nach Südosten ein. Die Schieferungsflächen pendeln somit um die Faltenachsen und spiegeln den NW-vergente Faltenbau wider.

Die großräumigen Falten besitzen flach (bis höchstens 30°) nach SE einfallende hangende Schenkel, eine scharfe Umbiegungszone im Scharnier und invers gelagerte mit 60° bis 70° (lokal auch 25°) nach SE einfallende liegende Schenkel. Die Raumlage der Faltenachsebenen schwankt lokal, überwiegend fallen diese Flächen jedoch mit ca. 50° nach SE ein. Die Faltenachsen streichen mehrheitlich in ENE–WSW-Richtung (um 60°), können aber auch Abweichungen in horizontale und vertikale Richtung bis zu einem Streichen von maximal 17° SW aufweisen. Die von Eickhoff (1962) untersuchten kleineren Spezial- und Schleppfalten zeigen die gleiche Orientierung der Faltenachsen und Vergenzen wie die großräumigen Falten. Diese Ergebnisse lassen sich auch auf den Kieselschiefer-Aufschluss im Innerstetal übertragen und werden von den Untersuchungen von Gössmann (2010) bestätigt.

Eickhoff (1962) kartierte zudem kilometerlange, um 100 – 120° streichende „Diagonalstörungen“ und wertete sie als besonders markante Strukturen. Sie zeigen Versätze in vertikaler und horizontaler Richtung, wobei normalerweise die SW-Scholle abgeschoben und relativ nach Nordwesten bewegt wurde. Der Anteil der jeweiligen

Bewegungskomponente kann örtlich schwanken. Diese Störungen sind laut seiner Beschreibung nie direkt aufgeschlossen, sondern im Gelände nur anhand intensiver Verruschelung und Verquarzung zu erkennen.

Er erwähnt weiterhin flache und steile Überschiebungen („streichende Verwerfungen“), die häufig entlang von Schicht- oder Schieferungsflächen entwickelt sind. Die flach einfallenden Störungen ordnet er der ausklingenden Faltung zu, gefolgt von den steil einfallenden Überschiebungen. Sie werden von den jüngeren „Diagonalstörungen“ abgeschnitten.

Im Kieselschiefer-Aufschluss im Innerstetal sind klein-dimensionale Äquivalente der flachen und steilen Aufschiebungen zu finden. Sie treten immer innerhalb oder nahe der Faltscharniere auf und müssen deshalb im Zusammenhang mit der Faltenentstehung gesehen werden.

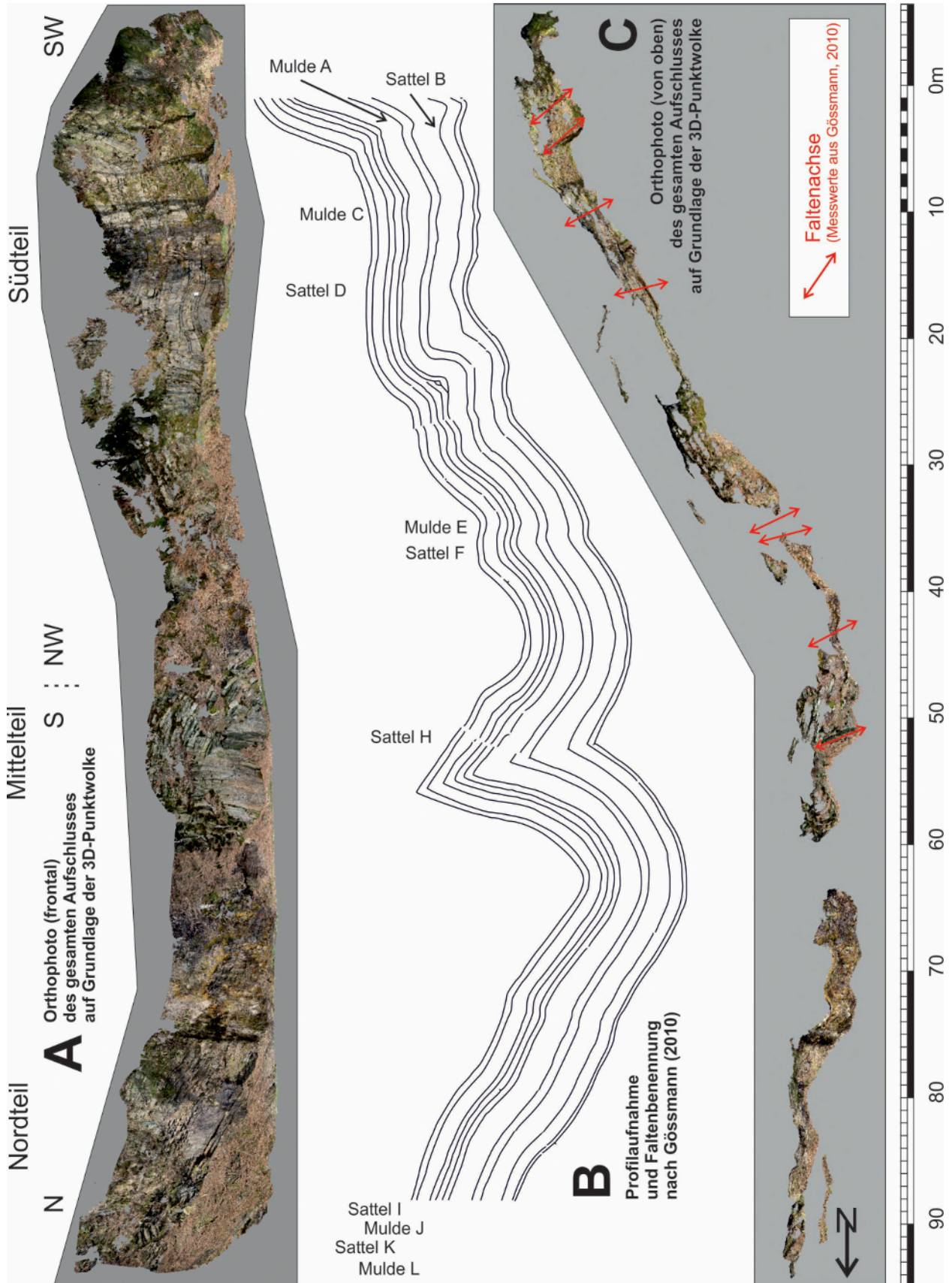


Abb. 10: In dieser Übersicht sind die Orthophotos der 3D-Punktwolke (frontal **(A)** und von oben **(C)**) sowie die von Gössmann (2010) erstellte Profilaufnahme **(B)** maßstabsgetreu gegenübergestellt. Die "0" der Maßstabsleiste orientiert sich am Startpunkt der Profilaufnahme.

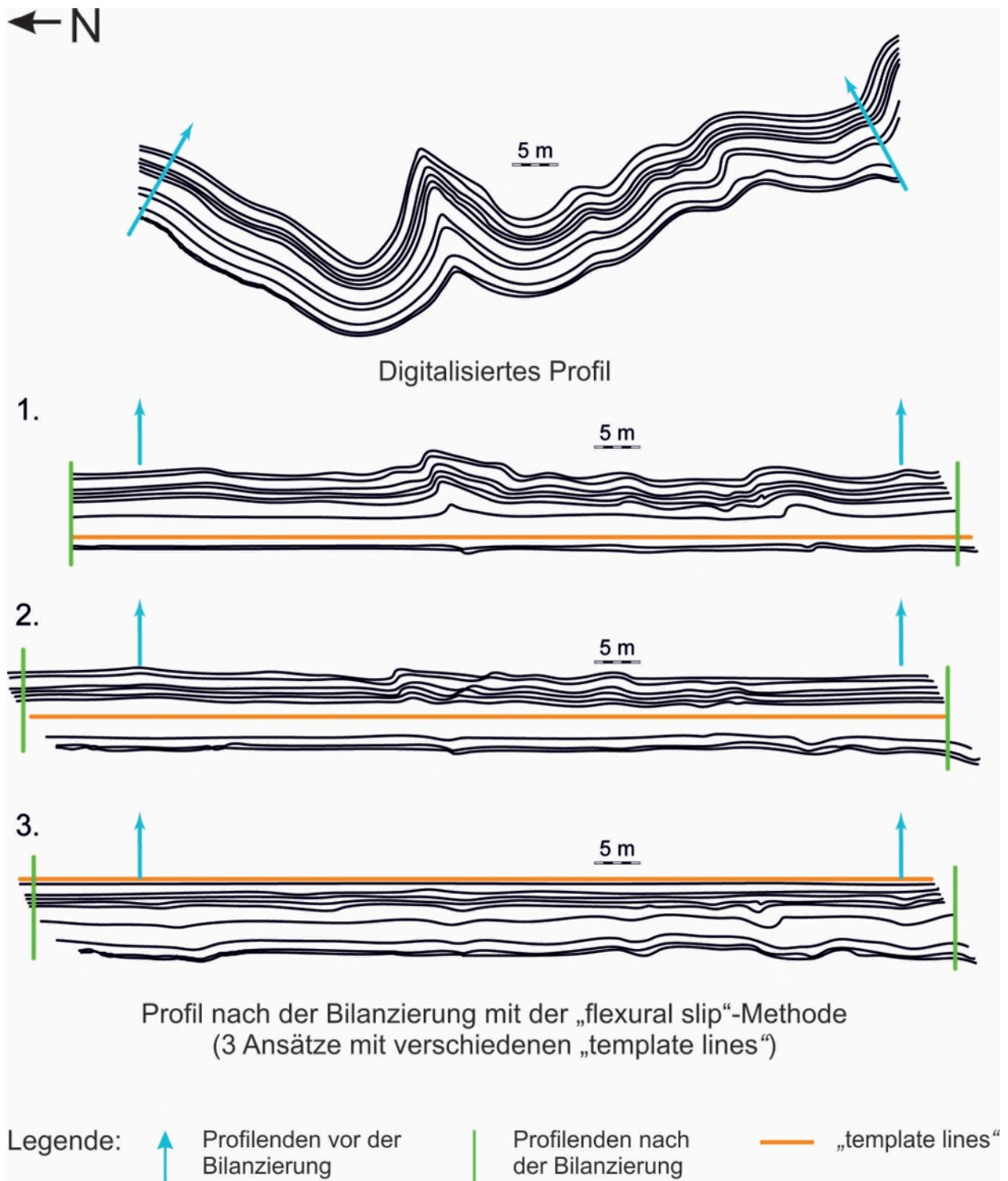


Abb. 11: Darstellung des Ausgangsprofils und der Ergebnisse der Bilanzierung anhand der „flexural-slip“-methode mit unterschiedlichen „template-lines“ (rot) aus Gössmann (2010).

Literatur

- Eickhoff, H.-G. (1962): Zur Stratigraphie und Tektonik des Oberdevons nördlich Lautenthal/Harz (Mtb. Seesen Nr. 4127). *Unveröffentlichte Diplomarbeit, Georg-August-Universität, Göttingen*. 82 S.
- Gössmann, N. (2010): Strukturanalyse karbonzeitlicher Kieselschiefer im Oberharz. *Unveröffentlichte Bachelorarbeit, Gottfried Wilhelm Leibniz Universität Hannover*. 42 S.
- Hinze, C. (1976): Erläuterungen zu Blatt Seesen Nr. 4127. *Geologische Karte Niedersachsen 1: 25 000*. Hannover: 161 S.
- Stoppel, D. (2002): Der geologische Lehrpfad. In: Bergwerks- und Geschichtsverein Lautenthal (Ed.): *Lautenthal, Bergstadt im Oberharz, Bergbau und Hüttengeschichte*. Lautenthal: 293-301.
- Stoppel, D. & Zscheke, J. G. (1971): Zur Biostratigraphie und Fazies des höheren Mitteldevons und Oberdevons im Westharz mit Hilfe der Conodonten- und Ostracodenchronologie. *Beihfte zum Geologischen Jahrbuch, Ergänzungsheft* **108**: 170 S.
- Tanner, D. C.; Brandes, C. & Leiss, B. (2010): Structure and kinematics of an outcrop-scale, fold-cored triangle zone. *AAPG Bulletin* **94** (12): 1799-1809.
- Zellmer, H. (1995): Stratigraphie und Paläogeographie der Kieselschiefer-Fazies im Harz (Mitteldevon - Unterkarbon). *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie (Teil 1)* **1993** (9-10): 1173-1185.
- Zellmer, H. (1996): Stratigraphie und Petrographie der Kieselschiefer-Fazies im Harz (Mitteldevon - Unterkarbon). *Braunschweiger Geowissenschaftliche Arbeiten* **19**: 72 S.

Cite this article: Wagner, B.; Leiss, B. & Tanner, D. C. (2016): Gefalteter unterkarbonischer Kieselschiefer am Bielstein nördlich Lautenthal (Innerstetal). In: Friedel, C.-H. & Leiss, B. (Hg.): Harzgeologie 2016. 5. Workshop Harzgeologie – Kurzfassungen und Exkursionsführer. *Göttingen Contributions to Geosciences* **78**: 69–78.

http://dx.doi.org/10.3249/978-3-86395-292-1_14

Stopp 3: Charakteristische Merkmale klastischer Sedimente in Turbiditen innerhalb der Clausthaler Kulmfaltenzone

Christine Hoffmann¹

¹Parkstr. 21, 38644 Goslar/Hahnenklee;
Email: hoffmanns.postfach@t-online.de

Göttingen
Contributions to
Geosciences
www.gzg.uni-goettingen.de

78: 79-84, 10 Abb. 2016

Lokation

Alter Eisenbahnsteinbruch im Innerstetal nordwestlich der ehemaligen Bleihütte Clausthal (Frankenscharnhütte). TK 25, 4127 Seesen, Koordinaten (GK3): R 3589500, H 5741850 (Stopp 3.1)

Einführung

Die Clausthaler Kulmfaltenzone umfasst die jüngsten Turbiditabfolgen des Harzes (spätes Viséum). Vorausgegangen ist eine vorwiegend pelitische Fazies, die mit dem Kulm-Tonschiefer kontinuierlich in die Turbiditabfolgen der Kulm-Grauwacke übergeht. Die Kulm-Tonschiefer sind bereits distale Schüttungen und die autochthone Hintergrundsedimentation äußerer Turbiditfächer (Buchholz et al. 1990).

Die mittlere Sedimentationsrate der Kulm-Grauwacke liegt für den Oberharz bei 172 m/Ma wobei die maximale Sedimentationsrate im höheren Viséum bei 1.400 m/Ma liegt (Buchholz & Wachendorf 1993). Die Kumulation einzelner Turbiditfächer in einer palinspastischen Rekonstruktion ergibt für diesen Sedimentationsraum eine Gesamtmächtigkeit von etwa 4.500 m (Buchholz et al. 1990: Abb. 2). Lokale Mächtigkeiten sind jedoch deutlich geringer.

Eine biostratigraphische Einstufung ist grundsätzlich mit Ammonoideen-Zonen möglich. Für das Ober-Viséum stellt Korn (1996, 2003) eine Gliederung mit 17 Ammonoideen-Zonen vor, die in vier Goniatiten-Genuszonen ein-

geordnet werden. Damit wurde die von Schmidt (1925) vorgestellte und durch mehrere Autoren ergänzte und verfeinerte Goniatiten-Stratigraphie revidiert.

Aufbauend auf Schmidt (1925) entwarf Schneider (1954) ein Fazieschema für die Oberharzer Kulm-Grauwacke, wonach die Schüttungen in Form von dachziegelartig sich überlappenden, flach-linsenförmigen Schüttungskörpern generell von SE nach NW fortschreitend abgelagert wurden. Dies belegt die Migration der variszischen Orogenfront nach Nordwesten. Der Sedimenttransport in das Becken erfolgte generell von SW nach NE (Plessmann 1961). Ribbert (1975) unterscheidet für den Oberharz mehrere Lithofaziestypen, die verschiedene Positionen innerhalb eines Tiefseefächers charakterisieren. Er beobachtete, dass distale Schüttungen einen schnelleren Richtungswechsel anzeigen als proximal geschüttete Bänke. Demnach korreliert zunehmende Distalität mit der Änderung der Schüttungsrichtung. Ähnliche Muster von aufeinander folgenden Bankmächtigkeiten werden als Zyklen aufgefasst. Schrader (2000) beschreibt mit Hilfe von Lithofaziestypen zyklische Turbiditabfolgen und unterscheidet

det mit Mikro-, Meso- und Makrozyklen drei unterschiedliche hierarchische Größen. Er schließt damit auf die Bildungsbedingungen im Ablagerungsraum.

Untersuchungen des Stoffbestandes belegen als Liefergebiet ein südlich gelegenes Festland im Bereich der Mitteldeutschen Kristallinzone, wo seit dem tiefen Oberdevon unterschiedliche Krustenstockwerke erodiert wurden (u. a. Deneke 1989; Ganssloser 2000).

Stopp 3.1

Der alte Eisenbahnsteinbruch im Innerstetal (Abb. 1–2) wird von der Firma Harald-Heddergott KG (Duderstadt) betrieben. Die abgebaute Grauwacke wird heute für Wasserbau- und Renaturierungsarbeiten verwendet. Durch den Steinbruchbetrieb der vergangenen Jahre ist hier innerhalb der Clausthaler Kulmfaltenzone eine etwa 70 m mächtige Abfolge von 57 Turbiditen sehr gut aufgeschlossen (Abb. 3).



Abb. 1: Lage des Steinbruchs innerhalb der Clausthaler Kulmfaltenzone. Die Pfeile markieren die Richtung der Grauwackenschüttung. Karte ergänzt nach Ribbert (1975).

Die Abfolge ist Teil des Liegendschenkels einer NW-vergenten, örtlich spezialgefalteten Muldenstruktur, die sich über gut 800 m von der Straßenkreuzung in Richtung Zellerfeld im Osten bis zum Taleinschnitt westlich des Steinbruchs verfolgen lässt und mit etwa 45° normal nach SE einfällt.

Die ursprünglichen Mächtigkeiten der Turbidite sind meistens nicht mehr erhalten. Massige, eher proximale Turbidite folgten oft dicht aufeinander, erodierten sich gegenseitig und bildeten kompakte Lagen. Dazwischen liegen kaum pelagische Sedimente. Zusätzlich sind inkompetente Lagen durch nachfolgende variszische Tekto-

nik abgesichert und ausgedünnt. Vollständige Sequenzen nach Bouma (1962) sind daher eher selten.



Abb. 2: Lage der Aufschlüsse (Stops 3.1 und 3.2) an der B 242.

Um zyklische Wiederholungen der Bankmächtigkeiten zu analysieren, werden die Grauwackebänke vom Liegenden zum Hangenden mit äquidistanten Abständen auf der y-Achse dargestellt. Die jeweiligen Mächtigkeiten sind auf der x-Achse geplottet (Abb. 4). Diese Methode vermeidet Verzerrungen durch die zwischengeschalteten Pelite. Der Ausschnitt in Abbildung 3 ist etwa 26 m mächtig und zeigt abnehmende Bankmächtigkeiten zum Hangenden hin. Den Trend verdeutlicht Abb. 4.



Abb. 3: Turbiditabfolge im Steinbruch. Der rot markierte Ausschnitt (26 m) ist in Abb. 4 gekennzeichnet.

Die z. T. sehr massigen Grauwackebänke sind weitgehend strukturlos bzw. zeigen nur eine schwach ausgeprägte Gradierung. Bezogen auf die Gesamtmächtigkeit der Abfolge haben die Grauwackebänke einen Anteil von gut 80 %. Die Matrix ist maximal mittelsandig. Größere Klatten haben selten Durchmesser von mehr als 6 mm. Eine Ausnahme sind die im Dezimeterbereich vorkommenden Tonsteinklatten (Abb. 5).

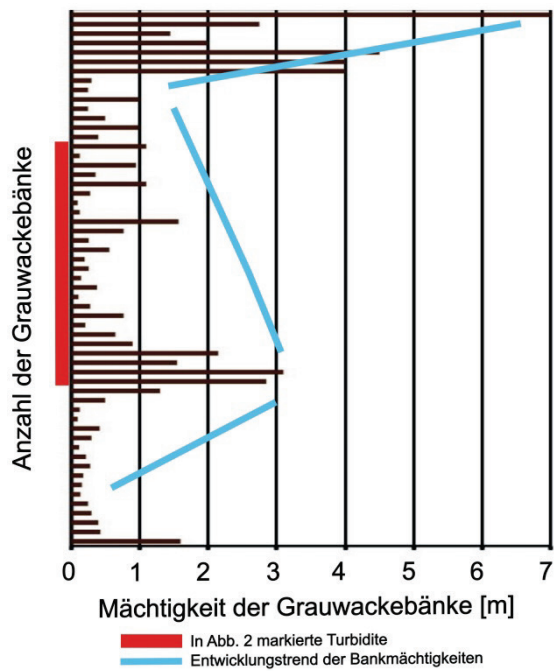


Abb. 4: Analyse der Bankmächtigkeiten: Die Bänke sind vom Liegenden zum Hangenden mit äquidistanten Abständen auf der y-Achse, die Mächtigkeiten auf der x-Achse dargestellt. Der rot markierte Bereich entspricht dem Ausschnitt in Abb. 3. Die blauen Linien verdeutlichen den Trend der Mächtigkeitsentwicklung.

Charakteristische Merkmale und Strukturen der Sedimente

Die im Steinbruch aufgehäuften Blöcke zeigen verschiedene Merkmale klastischer Sedimentgesteine innerhalb turbiditischer Abfolgen. Es können an ihnen schichtinterne Strukturen, Erosionsformen auf Schichtflächen, Spurenfossilien und postsedimentäre Deformations- und Entwässerungsstrukturen studiert werden. Die Gefüge liefern Hinweise auf das ehemalige Ablagerungsmilieu, den Transport und dessen Energiegehalt. Der begrenzte Informationsgehalt der Blöcke außerhalb des Schichtverbandes lässt manchmal keine abschließende Beurteilung der Strukturen zu, gibt aber dennoch einen umfassenderen Einblick in das Sediment als es oft im Anstehenden möglich ist. Im Folgenden werden fünf Beispiele vorgestellt.

Beispiel 1: Korngrößen innerhalb der Grauwacke und Tonsteinklasten

Der Block in Abb. 5 zeigt die maximal im Aufschluss vorkommende Korngröße (Feinkies) und eine Anreicherung von Tonsteinklasten (TK) im Hangenden. Wahrscheinlich führte ein lokaler Abbruch am Rand der Fließrinne zum postsedimentären Eintrag in die grobe Grauwackelage. Anderenorts treten Tonsteinklasten in unterschiedlicher Form und Größe an verschiedenen Stellen innerhalb der Sandsteinmatrix auf, eingetragen durch die Erosion unterlagernder Schichten infolge starker Strömung. Sie sind

dann oft an der Basis oder schwimmend innerhalb einer Bank zu finden.



Abb. 5: Feinkieslage und Anreicherung von Tonsteinklasten (TK) im Hangenden.

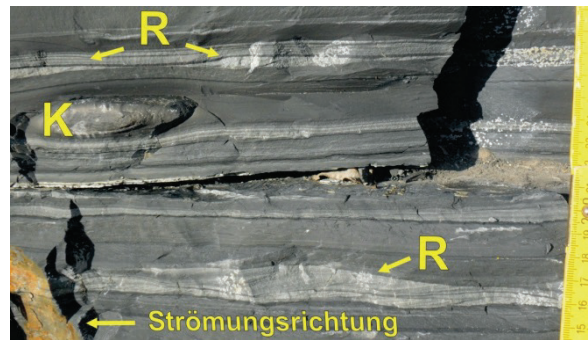


Abb. 6: Tonsteinturbidite in Wechsellagerung mit vorwiegend gebänderten Siltlagen. R = Rippeln, K = Konkretion. Die Strömung verlief von rechts nach links.

Beispiel 2: Gerichtete Feinschichtung, Konkretion und postsedimentäre Deformation

Die Abb. 6 zeigt den Ausschnitt einer Abfolge von Tonsteinturbiditen und Siltlagen mit vorwiegend paralleler Bänderung. Die wellige Feinschichtung besteht aus schräggeschichteten Strömungsrippeln (R). Die Richtung der Strömung war von rechts nach links. Die Konkretion (K) innerhalb der Tonlage hat einen vom Nebengestein abweichenden Grad der Karbonat-Zementation. Sie entstand vermutlich vor der Kompaktion. Im Steinbruch erreichen solche Konkretionen Durchmesser im Dezimeter- bis Meterbereich. Verformungen der Schichtung innerhalb der Siltbänder sind das Ergebnis postsedimentärer Deformationen bei der Entwässerung. Durch differenzielles Einsinken der sandigen Schicht in pelitisches, wasserreiches Sediment entstanden außerdem Belastungsmarken und Flammenstrukturen.

Beispiel 3: Kolkmarken als gerichtete Erosionsstrukturen

Der Block (Abb. 7) zeigt einen Ausschnitt der Unterseite eines Turbidits mit Ausgüssen von Kolkmarken, entstan-

den als Folge von Erosion durch Strömung. Kolkmarken treten in verschiedenen Größenordnungen auf. Auf der gegen die Strömung gerichteten Seite sind Kolke tendenziell schmal und tief, in Fließrichtung werden sie breiter und flacher. Im Beispiel verlief die Strömung von oben nach unten.



Abb. 7: Ausgüsse von Kolkmarken. Die Strömung verlief von oben nach unten.

Beispiel 4: Schleifspuren und die Änderung der Strömungsrichtung

Die erosive Tätigkeit größerer Komponenten liefert Schleifspuren unterschiedlicher Länge. Sie geben den Verlauf, aber nicht die Richtung der Strömung an. Das Beispiel in Abbildung 8 zeigt eine Änderung der Strömungsrichtung um knapp 30° von fast vertikal nach rechts. Eine zweite Spurgruppe durchschneidet dabei die erste Struktur. Schleifspuren können bei Änderung der Strömungsrichtung auch gebogen sein.

Beispiel 5: Syntendimentäre Rutschung

Der Schichtausschnitt in Abb. 9 zeigt eine Rutschung innerhalb einer Sand/Ton-Wechselage. Die liegenden Falten sind asymmetrisch und zeigen einen Bewegungssinn von links nach rechts, sodass eine laterale Bewegung des noch unverfestigten Sediments hangabwärts angenommen werden kann. Während der Entwässerung entstanden kleinere Belastungsmarken und örtlich schichtinterne Faltungen (Abb. 9).



Abb. 8: Die Schleifspuren zeigen eine Änderung der Strömungsrichtung um knapp 30° von vertikal nach rechts. Die zweite Spurgruppe durchschneidet dabei die erste Struktur.

Biostratigraphie

Die pelitischen Lagen sind örtlich reich an Fossilien. Es konnten Goniatiten gefunden werden, die für eine möglichst genaue biostratigraphische Gliederung geeignet sind. Sie gehören zur Genus-Zone *Arnsbergites-Neoghyphioceras* (Korn 1996, 2003), das entspricht etwa der alten Zone cu III β . Neben verschiedenen Pflanzenresten (u. a. *Calamites*, *Lepidodendron* und *Sigillaria*) kommen außerdem Bivalven (u. a. *Posidonia becheri*), Orthoceraten (u. a. *Mitorthoceras striolatum*) und Trilobiten (*Cyrtoproetus moravicus*) vor. Ichnofossilien treten vereinzelt als lineare bis gebogene Spuren auf Unterseiten von Turbiditen auf und werden als Kriech- oder Weidespuren gedeutet. Die Tiefwasserfauna lebte im pelitischen Sediment hemipelagischen Ursprungs.

Stopp 3.2

An der Zufahrt zum Steinbruch, östlich der Schranke, liegt links ein kleiner aufgelassener Steinbruch (Lage: Abb. 2). Der Aufschluss zeigt exemplarisch das Verhalten eines lithologisch heterogenen Gesteinsstapels bei fortschreitender tektonischer Einengung (Abb. 10). Die großen Unterschiede in Mächtigkeit und Kompetenz führten im tektonisch Hangenden einer massigen Grauwackebank zu diskreten Aufschiebungsflächen an mechanisch schwächeren Lagen (in Abb. 10 teilweise rot markiert). Das inkompetente Sediment wurde örtlich verdickt und z. T. in frei werdende Räume bewegt. Eine etwa 10 cm mächtige Grauwackebank (Abb. 10, 1–4) wurde bei enger werdendem Raum zerbrochen und gestapelt. Die überkippten Schichten fallen nach SE ein.

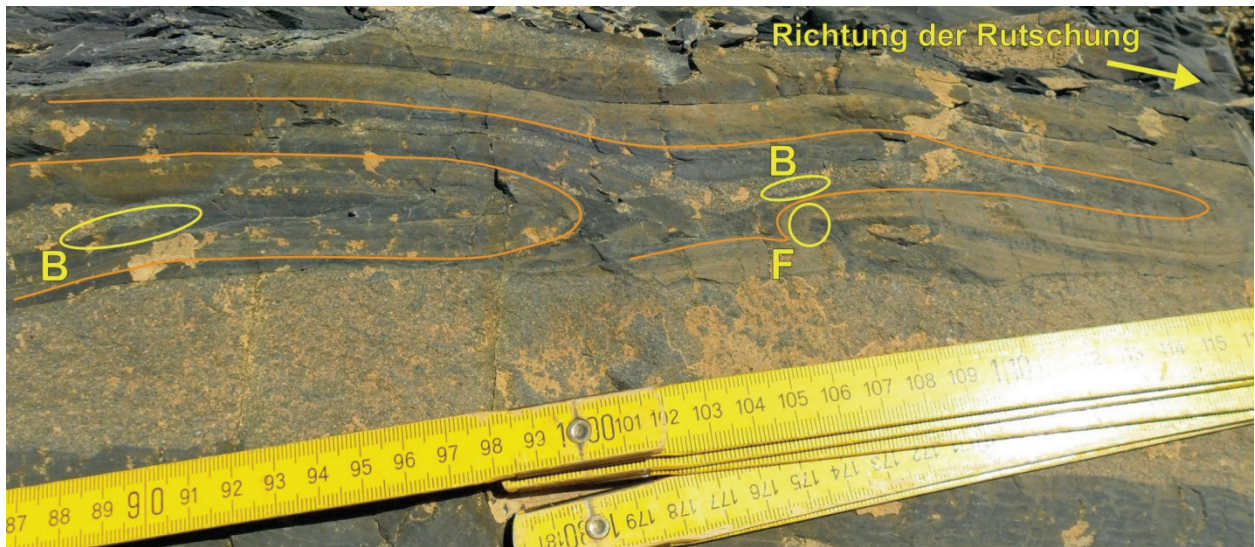


Abb. 9: Die schichtinterne Faltung der Sand/Ton-Wechsellagen entstand durch Fließen bzw. Rutschen des unverfestigten Sediments hangabwärts von links nach rechts. Kleine Belastungsmarken (B) und Fältelungen (F) entstanden während der Entwässerung.



Abb. 10: Tektonische Einengung einer lithologisch heterogenen Wechsellagerung. Einige Störungsflächen sind rot markiert. Eine ursprünglich zusammenhängende Grauwackebank wurde bei enger werdendem Raum zerbrochen und gestapelt (1–4). Der Pfeil weist auf Parasitär-falten und winklig zu B verlaufenden Schleiſfspuren.

Literatur

- Bouma, A. H. (1962): *Sedimentology of some Flysch Deposits. A Graphic Approach to Facies Interpretation*. Elsevier, Amsterdam: 168 pp.
- Buchholz, P.; Wachendorf, H. & Zweig, M. (1990): Re-sedimente der Präflysch- und der Flysch-Phase - Merkmale für Beginn und Ablauf orogener Sedimente

- im Harz. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen* **179** (1): 1-40.
- Buchholz, P. & Wachendorf, H. (1993): Abschätzung der mittleren Sedimentations- und Subsidenzraten im Devon und Karbon des Oberharzes. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft* **144**: 159-172.
- Deneke, E. (1989): Bildungsräume und Sedimentation silikat-klastischer Turbidite im Rhenohercynikum. *Unveröffentlichte Habilitationsschrift, Gottfried Wilhelm Leibniz Universität Hannover*: 165 S.

- Ganssloser, M. (2000): Schwermineralanalytische Dokumentation rhenohercynischer Grauwacken – ein Beitrag zur Liefergebiets-Interpretation. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft* **151** (1-2): 127-170.
- Korn, D. (1996): Revision of the Late Viséan goniatite stratigraphy. *Annales de la Société Géologique de Belgique*. **117** (1): 205-212.
- Korn, D. (2003): Medebach-Bromberg, Late Viséan (Early Carboniferous) Standard Reference Section of the Rhenohercynian. *Geologica et Palaeontologica* **37**: 77-88.
- Plessmann, W. (1961): Strömungsmarken in klastischen Sedimenten und ihre geologische Auswertung. *Geologisches Jahrbuch* **78**: 503-566.
- Ribbert, K. H. (1975): Stratigraphische und sedimentologische Untersuchungen im Unterkarbon nördlich des Oberharzer Diabaszuges (NW-Harz). *Göttinger Arbeiten zur Geologie und Paläontologie* **18**: 58 S.
- Schmidt, H. (1925): Die carbonischen Goniatiten Deutschlands. *Jahrbuch der Preussischen Geologischen Landesanstalt* **45**: 489-609.
- Schneider, H. (1954): Teilprofile der Kulmstufe III (Visé) im Innerstetal bei Clausthal und Lautenthal (Oberharz). *Roemeriana* **1**: 103-132.
- Schrader, S. (2000): Die sedimentär-geodynamische Entwicklung eines variscischen Vorlandbeckens: Fazies- und Beckenanalyse im Rhenohercynischen Turbiditbecken (Spätes Viséum, cd III). *Kölner Forum für Geologie und Paläontologie* **5**: 1-104.

Cite this article: Hoffmann, C. (2016): Charakteristische Merkmale klastischer Sedimente in Turbiditen innerhalb der Clausthaler Kulmfaltenzone. In: Friedel, C.-H. & Leiss, B. (Hg.): Harzgeologie 2016. 5. Workshop Harzgeologie – Kurzfassungen und Exkursionsführer. *Göttingen Contributions to Geosciences* **78**: 79–84.

http://dx.doi.org/10.3249/978-3-86395-292-1_15

Stopp 4: Schichtgebundene Deformationsstrukturen in der Kulmgrauwacke des Oberharzes (Bundesstraße 242)

Carl-Heinz Friedel^{1*} & Christine Hoffmann²

¹Karl-Marx-Str. 56, 04158 Leipzig;

Email: chfriedel@gmx.de

²Parkstr. 21, 38644 Goslar/Hahnenklee;

* corresponding author

Göttingen
Contributions to
Geosciences
www.gzg.uni-goettingen.de

78: 85-90, 4 Abb.

2016

Lokation

Bundesstraße 242, nordwestlich Silbernaal, GK 4127 Seesen, zwei Aufschlüsse ca. 450 m (Stopp 4.1) bzw. 250 m (Stopp 4.2) nordwestlich Silbernaal, Koordinaten (GK3): Stopp 4.1: H 5742220, R 3588610, Stopp 4.2: H 5742100, R 3588735. Der Bereich von Stopp 4.1 ist durch eine Betonschutzwand von der Fahrbahn abgegrenzt.

Lage und Gefüge der Aufschlüsse

Entlang der Bundesstraße 242 (B242) sind zwischen Clausthal und Bad Grund Kulmgrauwacken des Oberviséum (cu IIIß) mehrfach angeschnitten. Zwei dieser Straßenanschnitte befinden sich ca. 450 bzw. 250 m nordwestlich Silbernaal an der NE-Seite der Straße. Stopp 4.1 befindet sich nordwestlich und Stopp 4.2 südöstlich des Oberen Auerhahntals. Beide Aufschlüsse sind nur ca. 1 km vom alten Eisenbahnsteinbruch (Stopp 3) entfernt.

Stopp 4.1

Nordwestlich des Oberen Auerhahntals sind auf ca. 60 m Länge grob gebankte Grauwacken aufgeschlossen, in die meist nur bis 1–2 dm mächtige sandige Tonschieferlagen eingeschaltet sind. Die Grauwacke ist fein- bis mittelkörnig, vereinzelt sind grobsandige Lagen eingeschaltet. Die Schichtung fällt mit ca. 25–30° nach Südosten ein, die Lagerung ist normal. Im nordwestlichen Teil ist das Profil tektonisch gestört (Nord-Störung, am Beginn der Betonschutzwand bei 0 m). Südöstlich dieser Störung treten in-

nerhalb einer massigen Grauwackebank schichtinterne Faltenstrukturen auf (Abb. 1). Darunter ist auch eine walzenförmige Struktur (bei 7 m, Abb. 1c). Eine weitere befindet sich bei ca. 18 m. Die SE-vergente dreieckförmige Struktur bei 5 m in Abbildung 1a ist im NW mit einer Scherfläche verbunden (NW-fallende Harnischfläche). Auch die Falte bei ca. 12 m ist durch ihre steil einfallende SE-Flanke leicht SE-vergent. (Abb. 1b). Zahlreiche Tonanreicherungen durchsetzen im gesamten Aufschluss die Grauwackebänke. Oft reichen sie von den tonigen Bankfugen ausgehend in die Grauwackenbänke hinein. Viele dieser Strukturen sind wohl als Belastungsmarken anzusprechen, wegen ihrer ausgeprägten Loben und Zungen (Abb. 2a–b). Doch gibt es auch lobenförmige Strukturen mit geringer oder fehlender Tonanreicherung, die eher an durch Setzung überprägte Schleifmarken oder Strömungswülste erinnern (Plessmann 1961; Abb. 2d). Im Aufschluss treten auch rinnen- bis sackförmige Strukturen auf, die bis 1 m tief in die Grauwacke hineinreichen, heute aber größtenteils entfernt sind (Abb. 2c). Weiterhin treten Flächengefüge auf, die an ihrer Basis staffelartig versetzt

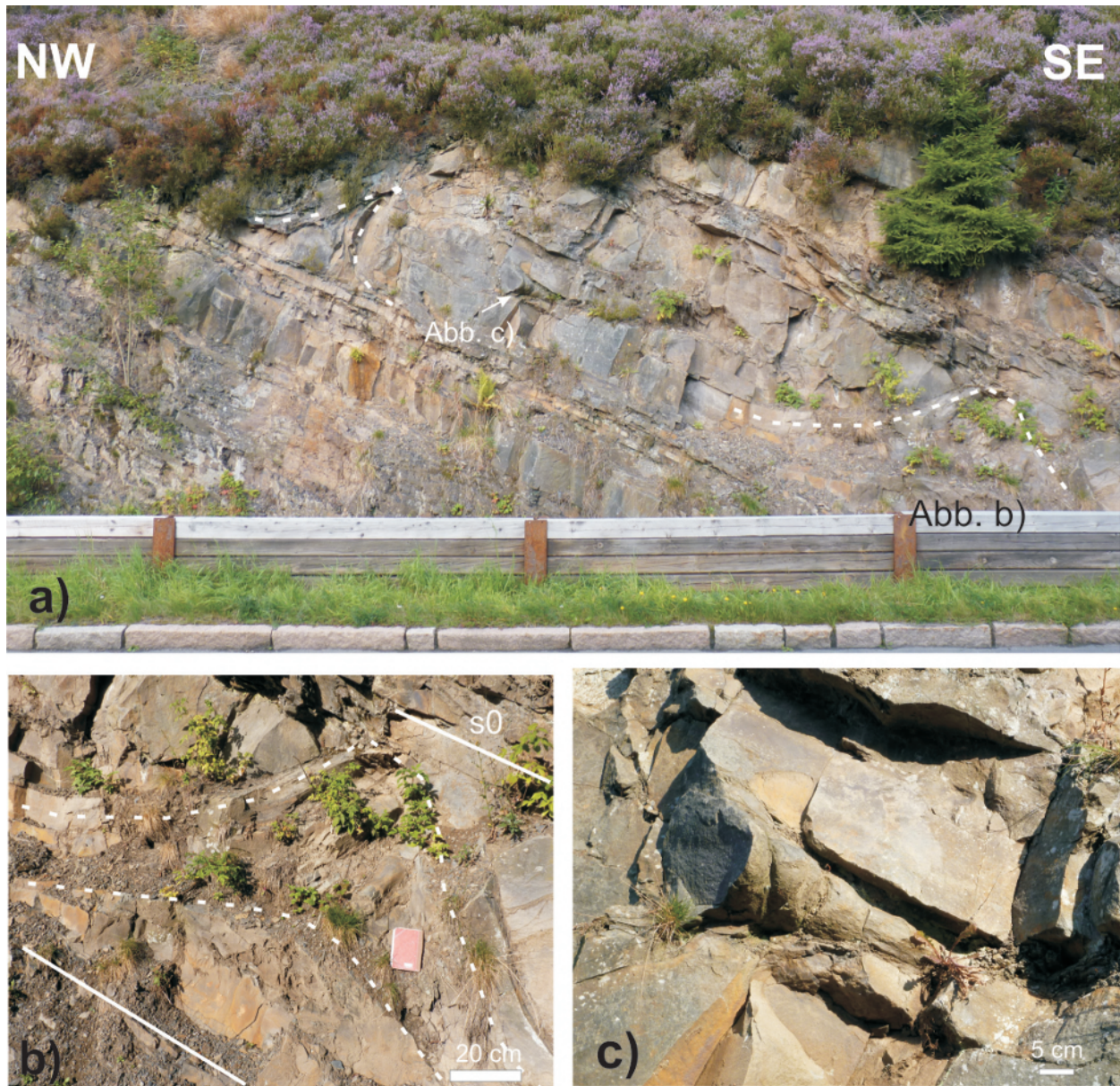


Abb. 1: NW-Teil des Grauwackeaufschlusses Stopp 4.1 an der B 242 (Aufnahmen August 2012). Der ca. 60 m lange Aufschluss ist heute durch eine Betonschutzwand von der Straße abgetrennt. (a) Schichtinterne Faltenstrukturen in dickbankiger Grauwacke (Dreiecksstruktur bei ca. 5 m, Faltenstruktur bei 12 m südöstlich der Nord-Störung); (b) Detail aus (a) bei ca. 12–13 m; (c) walzenförmige Struktur bei ca. 7 m; Lokation s. (a). s_0 = Schichtung.

oder dachziegelartig angeordnet sind (Abb. 2d–e). Es sind als Harnische ausgebildete Scherflächen, die winklig zur Schichtung die Grauwacke durchsetzen. Harnische sind auch auf einigen Schichtfugen entwickelt. Die Richtung des tektonischen Transports ist zumeist Top NW.

Stopp 4.2

Etwa 50 m südöstlich des Oberen Auerhahntals ist eine Faltenstruktur aufgeschlossen, deren Scharnier an einer Überschiebung abgerissen ist (Abb. 3). Die Schichtfugen enthalten geschieferte tonig bis sandige Zwischenlagen geringer Mächtigkeit (bis ca. 1 dm), die aber anschwellen

und auskeilen können (Abb. 3b–c). Hervorzuheben sind auch wieder Scherflächen, die steiler als die Schichtung einfallen und einzelne Grauwackebänke durchschlagen (Abb. 3b).

Raumlage der Gefüge

Die generelle Schichtung (s_0) im ersten Aufschluss bildet, über die Störung im NW hinweg, einen Großkreis, dessen Pi-Pol mit nur geringer Neigung nach NE einfällt (Abb. 4a, schwarzer Großkreis). Die Harnischstriemung auf Schicht- und sonstigen Scherflächen ist senkrecht zur

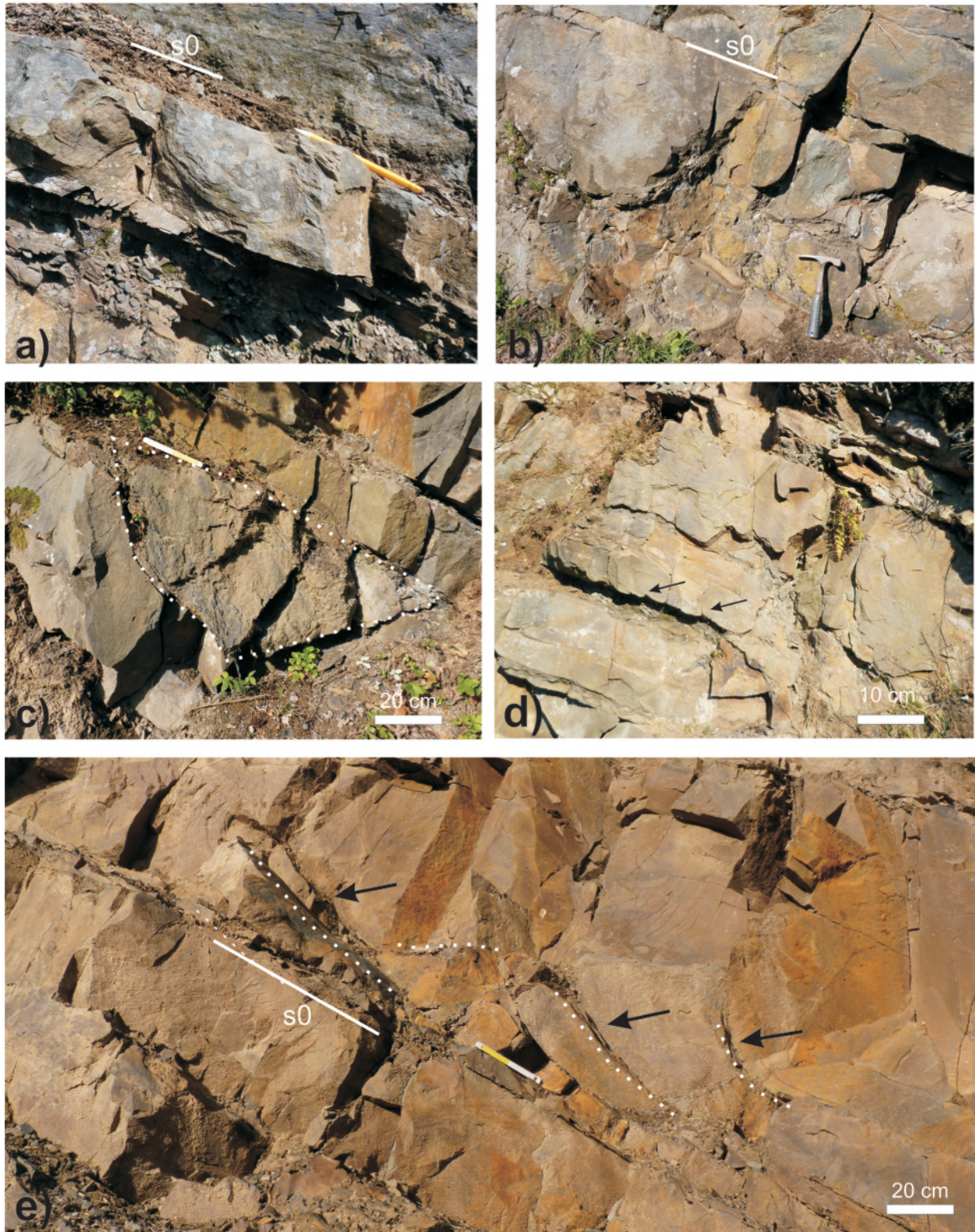


Abb. 2: Sedimentäre und tektonische Strukturen im Stopp 4.1. **(a), (b)** Belastungsmarken mit charakteristischen Loben und Zungen; **(c)** rinnenförmige Struktur; **(d)** unregelmäßige lobenförmige Strukturen, unten Klüfte, an der Basis staffelförmig versetzt (Pfeile); **(e)** System schuppenförmig angeordneter Scherflächen (Pfeile); s0 = Schichtung.



Abb. 3: Faltenstruktur südlich des Oberen Auerhahntals (Stopp 4.2). **(a)** Übersicht; **(b)** Scherflächen durchsetzen winklig einzelne Grauwackebänke. **(c)** Tonanreicherung (Belastungsmarken oder tektonisch verursachte Tonanreicherung, TS = Tonschiefer, G = Grauwacke). Beachte, dass die schichtparallel eingelagerten Tonschiefermittel nach links auskeilen, siehe (a) und (b).

variszisch streichenden Faltenachse (Pi-Pol) angeordnet. Bei 12 m wurde auch eine Striömung parallel zum Faltenbau festgestellt. Bei den beiden größeren schichtinternen Faltenstrukturen der Abb. 4a weicht die Schichtung von der generellen Schichtlagerung etwas ab, deren Polpunkte behalten aber ebenfalls eine variszische Ausrichtung bei (grüne und orange Großkreise in Abb. 4a). Die Faltenstruktur bei ca. 12 m zeigt dazu noch eine B-Achse quer zur Lage der Hauptfaltungsrichtung (SSE-gerichtetes B) mit SW-gerichteter Hanrnischstriömung auf den Schichtflächen. Auch die beiden walzenförmigen Strukturen sind annähernd senkrecht und parallel zur variszischen Hauptrichtung ausgerichtet (Abb. 4a).

Die Achsen von Kleinfalten folgen ebenfalls bevorzugt dem variszischen Hauptstreichen (ENE- bis NE-gerichtete Achsen). Auch die zungen- bis spaltenförmigen

Tonanreicherungen sowie andere wellige bis lobenförmige Strukturen mit oder ohne Tonanreicherungen (Belastungsmarken, Schleifmarken) zeigen eine lineare Ausrichtung annähernd parallel zur NE–SW-streichenden Hauptrichtung (Abb. 4a). Bevorzugt parallel zur Schieferung liegen in beiden Aufschlüssen die winklig bzw. schuppenförmig zur Schichtung angeordneten Scherflächen (Harnische, Abb. 4).

Interpretation

Nahezu alle erfassten Gefüge zeigen geometrische Beziehungen zum generellen variszischen Strukturbau, der auch hier gekennzeichnet ist durch NE–SW-streichende

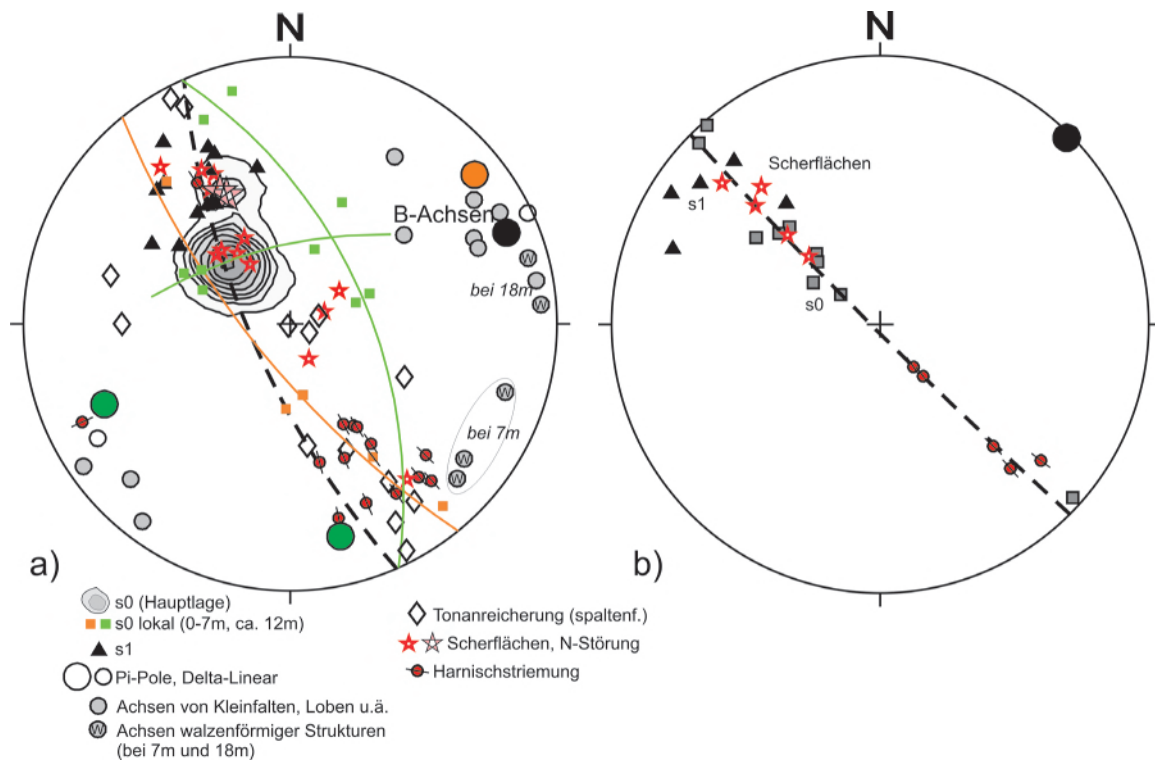


Abb. 4: Raumlage der wesentlichsten Gefügeelemente in Stopp 4.1 (a) und Stopp 4.2 (b). (a) Die Achsen der schichtinternen größeren und kleineren Faltenstrukturen und von lobenförmigen Sedimentstrukturen folgen dem generellen variszischen NE-SW-Verlauf. Auch alle anderen Gefügeelemente stehen geometrisch in Beziehung zur variszischen Haupttrichtung (Gefügedaten: orange = Bereich 0-7 m, grün = ca. 12 m, s. Text). (b) NE-SW-streichende Faltenstruktur südöstlich des Oberen Ahortals (Stopp 4.2). In beiden Aufschlüssen folgen schichtinterne Scherflächen bevorzugt der Schieferung.

Faltung und Schieferung und dem damit verbundenen Störungsgefüge (i. W. Überschiebungstektonik). Unmittelbar mit der variszischen Deformation verbunden sind die winklig zur Schichtung angeordnete Scherflächen, die die Grauwackebänke zum Teil vollständig durchschlagen (Abb. 2e; Abb. 3a–b). Ihre Lage wird vermutlich durch die Schieferung vorgegeben. Potentiell können sich daraus durchbrechende Überschiebungen entwickeln (pers. Mitt. D. C. Tanner).

Zu den variszischen tektonischen Strukturen zählen offenbar auch die schichtinternen Strukturen von Abb. 1. Durch Rücküberschiebung entlang der NW-fallenden Hangendstörung ist die SE-vergente Dreiecksstruktur bei 5 m tektonisch erklärbar. Auch die Faltenstruktur bei ca. 12 m ist leicht SE-vergent. Sie besitzt ebenso wie die walzenförmigen Strukturen eine orthogonale Faltenachsengeometrie, die mit SW-gerichteter Striemung verbunden ist. Die orthogonale Geometrie ist vermutlich das Ergebnis von längs und nachfolgend quer zur variszischen Haupttrichtung wirkender tektonischer Deformation. Eine Deformation quer zur variszischen Haupttrichtung äußerte sich im Tagebau Winterberg durch W-gerichtete Überschiebung mit zugehöriger Störungsfaltung (siehe Stopp 5, dieser Band).

Neben tektonisch entstandenen Strukturen treten Erosions- und Setzungsstrukturen auf, die bereits synsedimentär bzw. im unvollständig lithifizierten Sediment entstan-

den sind (Schleif- und Belastungsmarken, Rinnen u. ä.). Fehlende Anschnitte auf Schichtflächen erlauben hier nur eine ungenaue Ansprache dieser Gefüge, doch weisen auch diese frühen Strukturen oftmals einen geometrischen Zusammenhang zur variszischen Haupttrichtung auf.

Die häufige Parallelität von linearen Sedimentstrukturen (Schleifmarken u. ä.) zum variszischen Faltenbau wurde bereits von Plessman (1961) für die Kulmgrauwacken des Oberviséum im Oberharz erkannt. Diese Sedimentgefüge treten zusammen mit variszischen tektonischen Strukturen auf, die im Einzelfall auch etwas komplexere Geometrien aufweisen können. Hinzu kommen Grenzfälle, wie die Mächtigkeitsschwankungen der Tonschiefermittel, die sowohl sedimentär als auch tektonisch verursacht sein können. Die Trennung und Diagnose der jeweiligen Strukturen ist naturgemäß dann besonders schwierig, wenn annähernd Parallelität zwischen sedimentären und tektonischen Gefügen besteht.

Literatur

Plessmann, W. (1961): Strömungsmarken in klastischen Sedimenten und ihre geologische Auswertung. *Geologisches Jahrbuch* **78**: 503-566.

Cite this article: Friedel, C.-H. & Hoffmann, C. (2016): Schichtgebundene Deformationsstrukturen in der Kulmgrauwacke des Oberharzes (Bundesstraße 242). *In:* Friedel, C.-H. & Leiss, B. (Hg.): Harzgeologie 2016. 5. Workshop Harzgeologie – Kurzfassungen und Exkursionsführer. *Göttingen Contributions to Geosciences* **78**: 85–90.

http://dx.doi.org/10.3249/978-3-86395-292-1_16

Stopp 5: Das Iberger Riff im Harz – Riff- /Postriffentwicklung und Tektonik (Tage- bau Winterberg, Fels-Werke GmbH)

Hartmut Knappe^{1*}, Carl-Heinz Friedel² & Stefan Löbens³

¹Pfälzergasse 11c, 38855 Wernigerode;

Email: hartmut_knappe@t-online.de

²Karl-Marx-Str. 56, 04158 Leipzig;

³Fels-Werke GmbH, Kalkwerk Hornberg, OT Elbingerode;

Hornberg 1, 38875 Oberharz am Brocken;

* corresponding author

Göttingen
Contributions to
Geosciences
www.gzg.uni-goettingen.de

78: 91-98, 7 Abb.

2016

Lokation

Iberg und Tagebau Winterberg der Fels-Werke GmbH nördlich von Bad Grund, Koordinaten (GK3): Tagebau Winterberg (Zufahrt): H 5744150, R 3584920, Betreten des Tagebaus nur mit Genehmigung der Fels-Werke erlaubt.

Das devonische Iberger Riff wird von Kulm-Grauwacken des Oberviséums (cu IIIß) umschlossen und ist von Störungen begrenzt (Franke 1973; Gischler 1992; Abb. 1). Der Abbau des Kalksteins erfolgt im Tagebau Winterberg der Fels-Werke GmbH mit dem seit 2010 betriebenen Abbaufeld Iberg. Die Mächtigkeit des Riffkalksteins wird auf ca. 600 m geschätzt (davon 420 m aufgeschlossen in der Bohrung Iberg 1) bei einer Fläche von nur ca. 4,5 km² (Franke 1973).

Riff- und Postriffentwicklung

Die Riffentwicklung begann im Mitteldevon (Givetium) und endete nach rund 10 Mio. J. am Ende des Frasniums. Ihr Ende fällt mit dem weltweiten Faunensterben an der Frasnium/Famennium-Grenze (Kellwasser-Krise) zusammen. Das atollförmige Riff bestand aus der elliptisch geformten Riffschulter, der zentralen Lagune und dem angrenzenden Außenriff (Franke 1973; Gischler 1995). Hauptlieferanten für die Substanz des Außenriffschutts waren gerüstbildende Stromatoporen und Korallen, in der

Lagune dagegen überwiegen Schlammkalk. Die Fauna im Riffschutt setzt sich aus wulstigen Stromatoporen, kompakten und ästigen Korallen, Brachiopoden, Gastropoden, Cephalopoden und Crinoiden zusammen. In der Lagune dominieren feinkörnige Kalksteine mit deutlich reduziertem Artenspektrum, das aus teilweise meterhohen feinästigen Korallenbauten und filigranen Stromatoporenkolonien neben rasenförmigen Korallengruppen besteht.

Nach dem Ende des Riffwachstums ist ab dem Famennium bis zum oberen Viséum eine lückenhafte Überdeckung des Riffsockels mit Crinoidenkalk, Erdbachkalk, Goniatitenkalk und Brachiopodenkalk nachweisbar. Sie entspricht den Conodonten-Zonen *obere P. crepida*, *S. anchoralis*, *G. bilineatus* bis *L. nodosa* (Gischler 1992, 1996; mündl. Mitt. Weyer 2016). Die lithologische Typisierung darf an dieser Stelle jedoch nur als vorläufige Verständigungshilfe dienen, denn Crinoidenfragmente treten, faziell bedingt, in fast allen dieser Sedimente auf.

In der *L. nodosa*-Zone setzte die Überschüttung des Riffsockels mit Grauwacke ein. Ansonsten sind die oberdevonisch–unterkarbonischen Sedimente nur in ehemals subaquatisch positionierten Hohlformen erhalten geblieben.

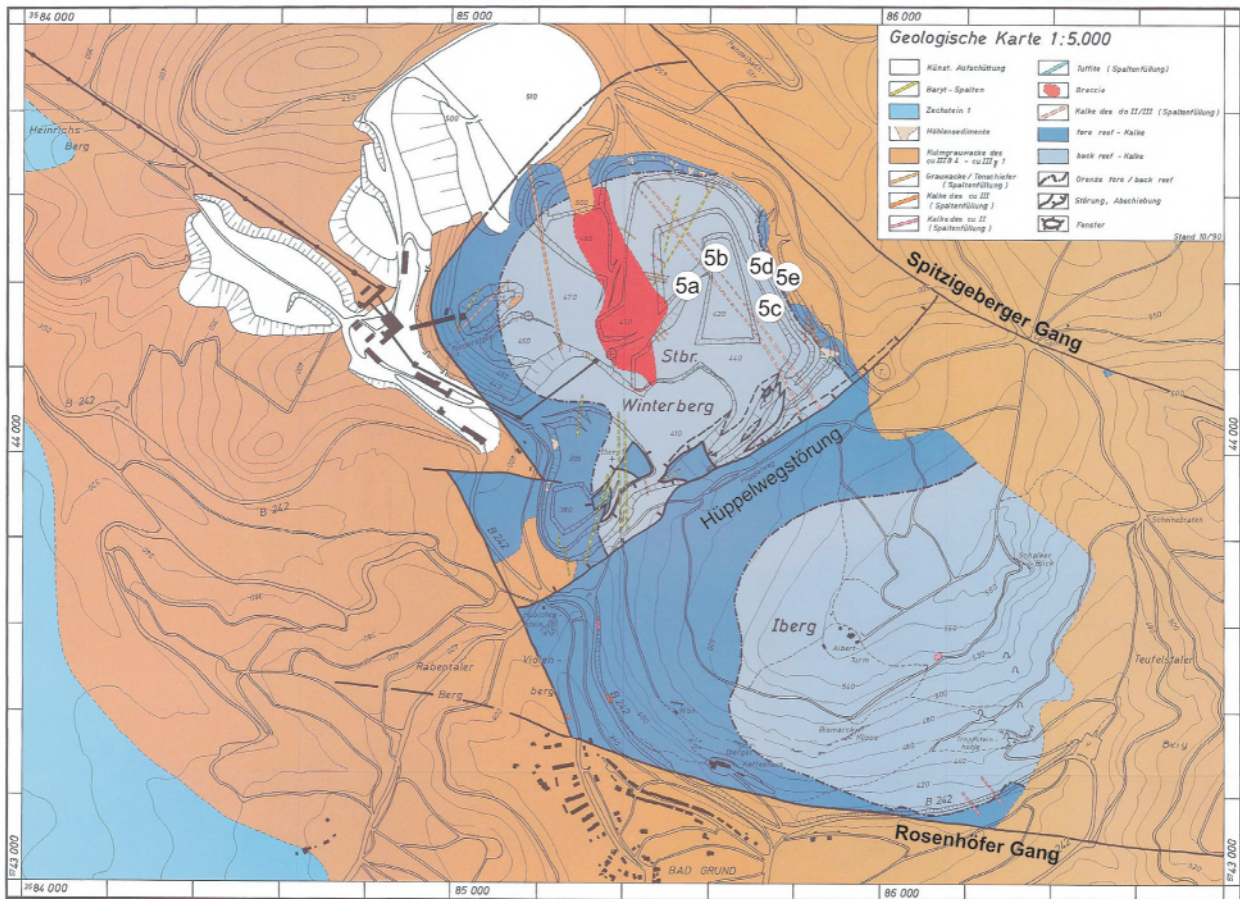


Abb. 1: Geologische Karte von der Iberg-Winterberg-Riffstruktur als horstartige Erhebung inmitten von Grauwacken und Tonschiefern des Oberviséums (Gischler 1992: Tafel 16). 5a bis 5e = Etwaige Lage der Stopps.

ben (Abb. 2). Deren Bildung kann sowohl auf Verkarstung als Folge von Meeresspiegelschwankungen (Knappe 2016, dieser Band), auf eine schwer erklärable tektonische Pulsation von Hebung und Senkung oder auf seismisch initiierte submarine Spalten- und Brekzienbildung zurückgehen, eine Auffassung, die Franke (1973) und Gischler (1992, 1996) vertreten. Beide Autoren fanden keine Anzeichen für subaerische Auftauchphasen des Iberg-Riffs während des Oberdevons und Unterkarbons. Die nahezu durchgängige, über fast alle Zonen nachgewiesene Conodontenfauna wurde von Gischler als Beleg dafür gewertet, dass über den gesamten Zeitraum marine Sedimentationsbedingungen vorlagen (Gischler 1996: S. 306f).

Nach Knappe (2016, dieser Band) lassen sich mindestens vier sedimentologisch und strukturell differenzierbare Phasen von Verkarstung und darauffolgender Sedimentfüllung unterscheiden. Sie alle enthalten eine marine Fauna. Sowohl im Erdbach-, Goniatiten- als auch im Brachiopodenkalk kommen aber auch teilverkieselte Pflanzenfragmente vor. Ihre Herkunft kann auf Verdriftung beruhen oder aber von der Vegetation der zeitweilig existierenden "Iberg-Insel" selbst stammen. Ohne diese Inselposition hätte eine Verkarstung nicht stattgefunden.

Die stark gegliederte Oberfläche des Riffsockels in den Tagebaufeldern von Iberg und Winterberg besaß bereits im Unterkarbon eine vergleichsweise einheitliche Höhenlage, wie die auf diesem Niveau angelegten Hohraumfüllungen insbesondere mit Erdbach-, Goniatiten- und Brachiopodenkalk belegen. Nach der letzten kalkbetonten Sedimentation (Brachiopodenkalk) hat keine tektonische Dislokation mit erheblichem Höhengsprung mehr stattgefunden, wie sie noch von Gischler (1992) aufgrund der damaligen Aufschlussverhältnisse angenommen wurde (vgl. Abb. 3).

Die Hohlräume durchzogen den Riffsockel in allen möglichen Raumpositionen mit Bevorzugung tektonisch vorgezeichneter Wegsamkeiten. Mitunter ist eine mehrfache Inanspruchnahme solcher Strukturen durch Verkarstung, Verbrauch und abermaliger Sedimentfüllung nachweisbar. Infolge von Stabilitätsverlust und/oder tektonischen Impulsen kollabierten nicht verfüllte Hohlräume, unter ihnen teilweise auch solche großflächiger Ausdehnung. Abbildung 2 zeigt ein Detail vom Nordwestabschnitt der in Abbildung 1 rot markierten Struktur, die in der dortigen Legende als "Breccie" bezeichnet wird. Neben diesen Elementen wird der Riffsockel kurz nach Beginn der Grauwacke-Bedeckung von schmalen vertikal



Abb. 2: Einstiger Hohlraum im Massenkalk, gefüllt mit einer noch teilweise intakt gebliebenen Scholle aus Erdbachkalk, die als plastische Masse seitlich aus vertikaler Position hineingeglitten ist. Lediglich der unter das einstige Höhlendach gedrückte Abschnitt der Rutschmasse zeigt noch die ursprüngliche Schichtung des mikritischen Crinoidenkalks. Rechts im Bild ist dessen Auflösung in einzelne, kantengerundete Blöcke in Durchmischung mit großvolumigen Massenkalk-Klasten erkennbar. Die in der Erdbachkalk-Matrix des Aufschlusses enthaltenen Fossilien (Spiriferen der Gattung *Martinia*) weisen geopetal ausgerichtete Füllungen (fossile Wasserwaagen) mit voneinander abweichenden Horizontierungen auf. Dieser Zustand kam durch Lageänderung im noch weichen Mikrit während des Kollapses zustande. Winterberg, Nordwestfeld, 460/470 m Sohle. Bildbreite 2 m.

ausgerichteten und tiefreichenden Zerrungsstrukturen zerteilt und diese mit subaquatisch “hineingesaugtem” wenig verfestigtem bzw. teilverflüssigtem Grauwacke-Sediment (Feinkies, Sand, Schluff, Ton) versetzt (Abb. 4a). Selbst die letzten der verbliebenen Öffnungen erfuhren dabei eine hydraulische Verpressung mit Feinmaterial. Jegliche Hohlraumfüllung bildete gegenüber dem Massenkalk materialbedingte Schwächezonen, wurde spätmesozoisch/frühkänozoisch tektonisch durch Mineralisierung überprägt und eignete sich deshalb hervorragend als Initial für die tertiäre (Eozän?) und pleistozäne Verkarstung (ab Holstein-Interglazial; Knappe 2014).

Stopp

Stopp 5a: Spaltenfüllung unterkarbonischen bzw. tertiären Alters, teilweise von Siderit-Baryt-Calcitmineralisation durchsetzt, Tagebau Winterberg, Zentralteil, 400-m-Sohle (Abb. 1).

Stopp 5b: Mit Crinoiden- und “Amplexus”-kalk gefüllte Doppelspalte, Ostseite des Tagebaus Winterberg im Kurvenbereich der Auffahrt zum Abbaufeld Iberg, ehemalige 430-m-Sohle (Abb. 1).

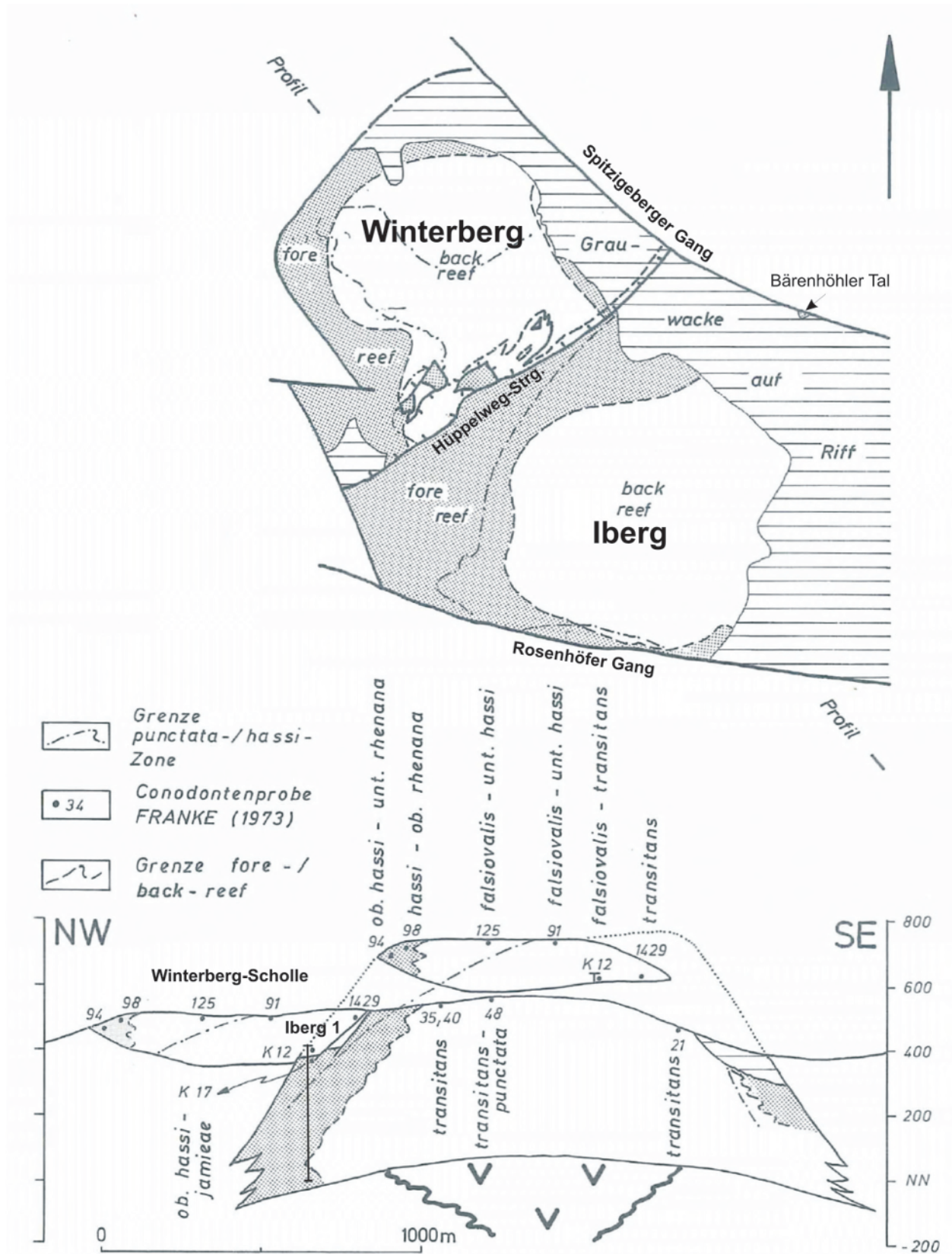


Abb. 3: Prinzipskizze des Iberger Riffs mit der angenommenen tektonischen Verlagerung der Winterberg-Scholle vom Iberg in nordwestliche Richtung (Gischler 1992: Abb. 9, verändert). Bereits von Franke (1973) wurde aufgrund der Faziesverteilung am Iberg und Winterberg eine tektonische Verlagerung der Winterbergscholle angenommen (Iberg 1: Erkundungsbohrung, s. Text).

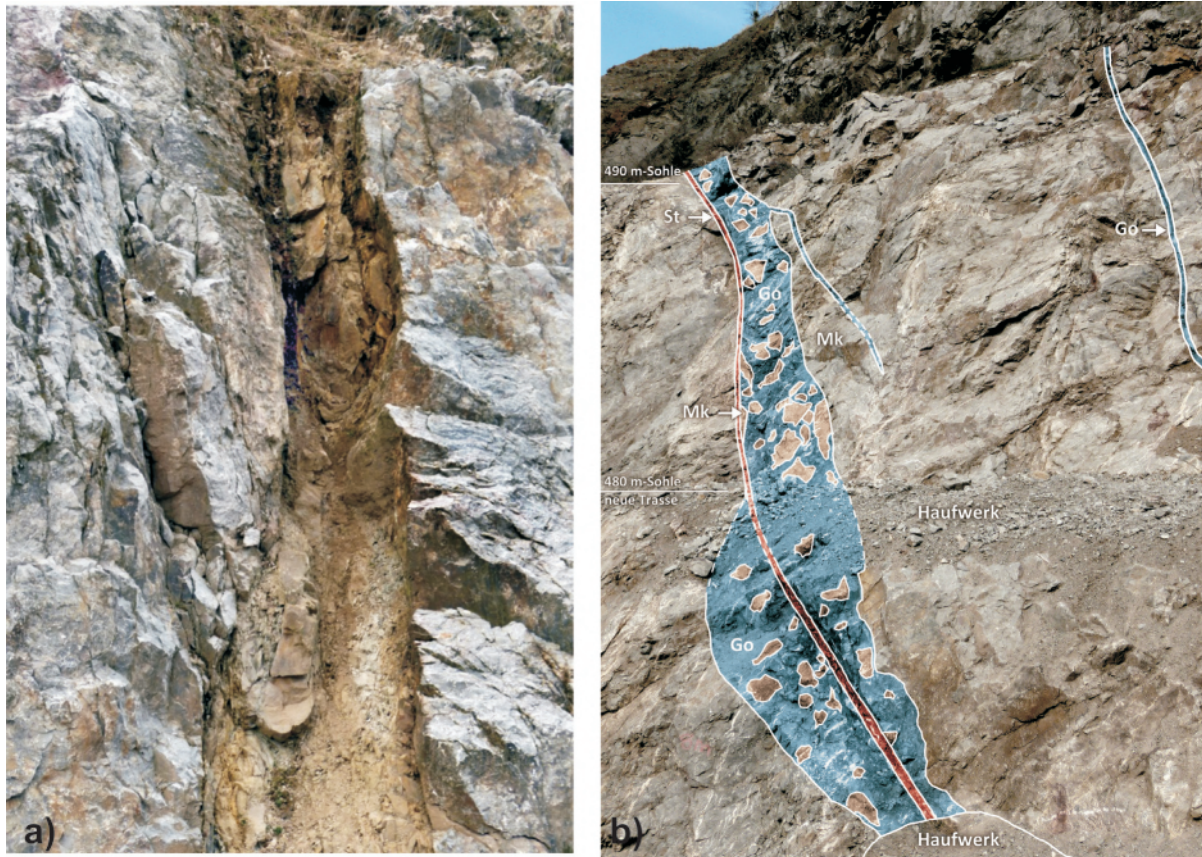


Abb. 4: Spaltenförmige Strukturen im Riffkalk. (a) Zerrungsstruktur, gefüllt mit schlierenartig hineingeglittener Grauwacke. Hell = Calcitmineralisation als Indiz für die jungmesozoische Reaktivierung der Spalte (Tagebau Winterberg, 410 m-Sohle Nord). (b) Versturzmassen aus Riffkalkstein (Mk) in einer mit in Goniatitenkalk (Go) gefüllten Zerrungsstruktur sowie deren Nebentrümmer. Die Struktur wird von einer jüngeren Störung (rot) mit Grauwackenbesteg durchsetzt (Tagebau Winterberg, Nordost 470 bis 490 m-Sohle, Zustand 2014). Aufnahmen: H. Knappe.

Stopp 5c: Mikritische Hohlraumfüllung (Goniatitenkalk) mit zweimaliger tektonischer Überprägung, Tagebau Winterberg, 480 m-Sohle Nordost (Abb. 1).

Stopp 5d: Grenzbereich der Nachriff-Sedimentation zur Grauwacke, Tagebau Winterberg, unterhalb der 490 m-Sohle Nordost (Abb. 1).

Stopp 5e: Gefaltete Grauwacken und Tonschiefer des Oberviséums als Auflager der Riffoberfläche, NE-Teil des Tagebaus, 485 und 470 m-Sohle (Abb. 1).

Tektonik

Im NE-Teil des Tagebaus überlagern gefaltete Grauwacken und Tonschiefer des Oberviséum (cu IIIß) Riffkalke in Außenrifffazies (Stopp 5e, Abb. 5). Die Grauwacke/Tonschiefer-Folge ist unregelmäßig gefaltet und un- deutlich schichtparallel geschiefert. Besonders in tonschieferreichen Partien ist das Gesteinsgefüge zum Teil zu einem Block-in-Matrix-Gefüge aufgelöst (isolierte linsenförmige Grauwacken und hellere Sandsteine in toniger

Matrix). Diese Merkmale und das scheinbar unregelmäßige Gefüge veranlassten Gischler (1992: S. 15), das Deformationsgefüge als Rutschungsgefüge (Sedimentgleiten) anzusehen.

Die strukturelle Auswertung der Gefügedaten zeigt dagegen folgendes: Im eigentlichen Faltenaufschluss zwischen 30 und 50 m nordwestlich der SE-Grenze zum Riffkalkstein (vgl. Abb. 5) bilden die Schichten eine NE–SW-streichende Faltenstruktur mit NW-vergenger Achsenenebene (Abb. 6a, B1-Falten in Abb. 7a), wie sie für variszische Falten auch in diesem Teil des Westharzes charakteristisch sind (Franke 1973; Gischler 1992). Auch schichtinterne Kleinfalten besitzen diese Achsenorientierung. Weiter nordwestlich gibt es innerhalb der hier flacher liegenden Schichtung mehrfach steil aufgerichtete Grauwackenbänke (ausgeprägt bei ca. 73 m und 88 m, Abb. 5b–c). Am Top dieser steil aufgerichteten Schichten wechselt die Schichtung abrupt wieder in eine flache Lagerung. Die zugehörigen B-Achsen verlaufen etwa N–S (B2-Falten, Abb. 7b). Annähernd senkrecht zu den N–S-streichenden B-Achsen ist die Strömung bzw. Rilling auf einigen z. T. mineralisierten Harnischflächen orientiert (Abb. 7b). Diese Lagebeziehungen und der aus der Aufrichtung der Schichten resultierende Bewegungssinn

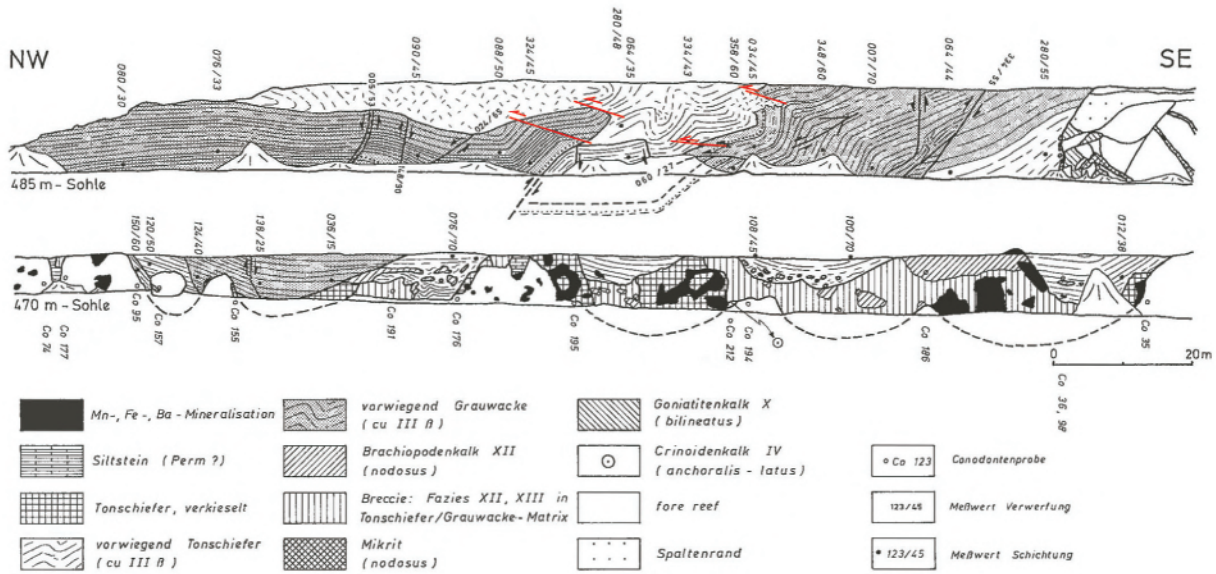


Abb. 5: Hochunterkarbonische Grauwacken/Tonschiefer und Kalke auf Riffkalk des Frasniums (ehemalige Riffoberfläche) am NE-Rand der Winterberg-Scholle (Gischler 1992: Abb. 3; Stopp 5e, Lage s. Abb. 1). Vor allem die unterkarbonische Grauwacke/Tonschiefer-Abfolge ist intensiv variszisch gefaltet (s. Text). Im oberen Profil wurden einige Überschiebungen (rot) ergänzt. Die Grenzfläche Grauwacke-Kalkstein im unteren Profil fällt mit ca. 60–70° nach NE ein, ist tektonisch überprägt, als Breccie ausgebildet und mineralisiert (Randstörung).

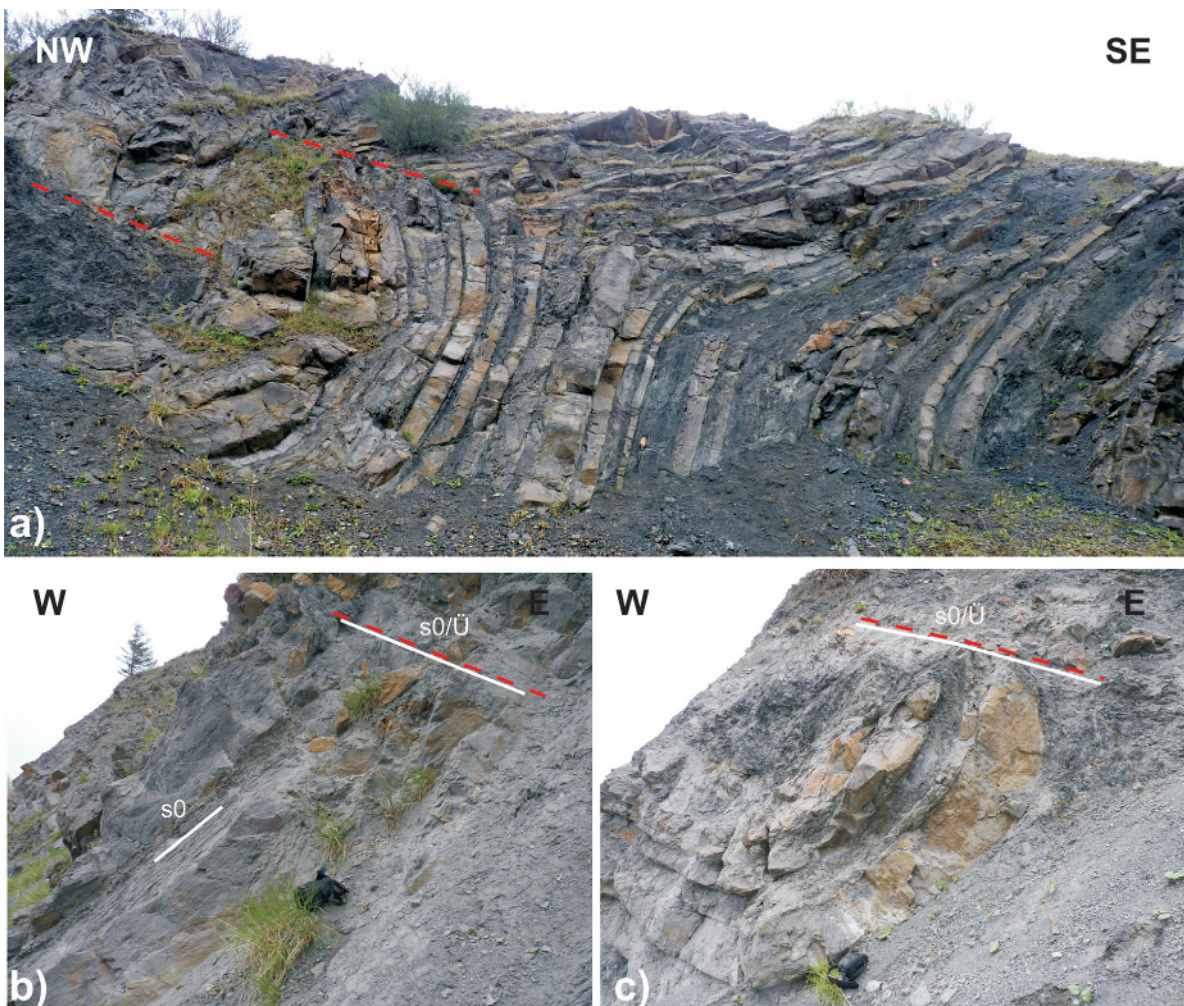


Abb. 6: Faltenaufschluss auf der 485 m-Sohle (Stopp 5e). (a) Die große Falte ist im Scharnier teilweise durchgerissen und überschoben (rote Linie). (b), (c) Steil aufgerichtete Schichtenfolge bei ca. 73 m und 88 m (vgl. Abb. 5). Im Top der steilgestellten Bänke liegen die Schichten wieder flach. Schichtverbiegungen und der abrupte Wechsel im Einfallen werden auf W-gerichtete Überschiebungen (Ü) zurückgeführt (s. Text). Aufnahmen: C.-H. Friedel.

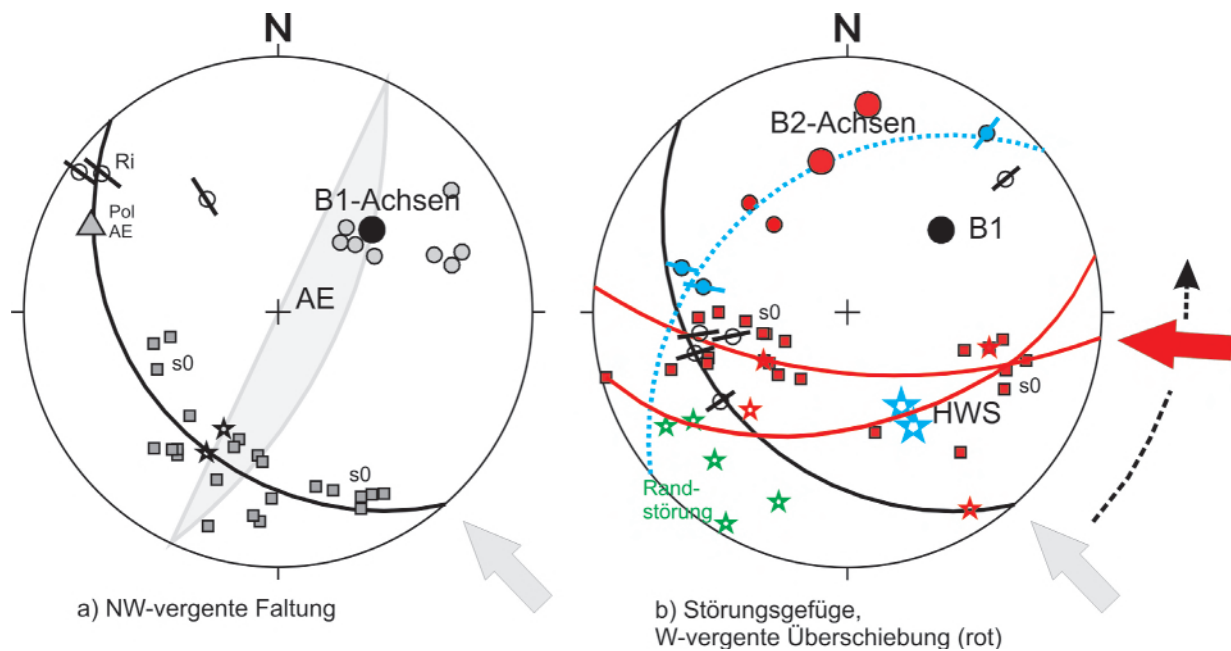


Abb. 7: Gefügedaten vom Faltenaufschluss (überwiegend 485 m-Sohle). Die Gefüge lassen sich unterteilen in einen Teil mit NE–SW-gerichteten Faltenfuge (a) B1-Falten und in ein W-gerichtetes Überschiebungsgefüge (b) B2-Falten, woraus sich eine sinistral rotierte Kompressionsrichtung ergibt (Pfeile). B = Faltenachsen, z. T. konstruiert (kleine Kreise = schichtinterne Falten), s0 = Schichtung, Ri = Rillung/Striemung auf Harnischflächen, HWS = Hüppelwegstörung (330/40).

lassen auf eine W-gerichtete Überschiebungstektonik mit Schleppfaltung (B2-Falten) schließen, von der das gesamte Gesteinsgefüge betroffen ist. Die Überschiebungsflächen verlaufen annähernd schichtparallel und schneiden die steilgestellten Schichten mit flacher Lagerung ab (Abb. 6b–c). In den tonreichen Partien lassen sich einzelne Überschiebungsflächen jedoch nicht genauer fixieren.

Im SE der 485 m-Sohle sowie entlang der 470 m-Sohle ist der Grenzbereich der Grauwacken/Tonschiefer zum Kalkstein aufgeschlossen (Abb. 5, unteres Profil). Auffallend ist die intensive Deformation im Grenzbereich, die mit einer Versteilung der Schichten und einer Mn-Fe-Ba-Mineralisation verbunden ist. Die Grenzfläche ist als Störung ausgebildet. Die Steilstellung der Schichten entlang der Störung wird auch in der lückenhaften Verbreitung der Kalksteine auf der 470 m-Sohle deutlich (vgl. Abb. 5, unteres Profil). Nach der Raumlage und der Schleppung der Schichten zu urteilen, stellt diese Störung eine steil NE-fallende Abschiebung dar (Abb. 7b). Im Grenzbereich ist auch eine Brekzie ausgebildet, die nach Gischler (1992) aus Grauwacke/Tonschiefer-Klasten und unterkarbonischem Brachiopodenkalk besteht und auch anderswo den Bereich der Riffoberfläche kennzeichnet. Es handelt sich demnach um eine sedimentäre Brekzie, die jedoch tektonisch überprägt ist, wie zahlreiche Harnische innerhalb der Brekzie belegen.

Die Raumlage des Gefüges weist für die Faltenstruktur am NE-Rand der Winterberg-Scholle auf eine variszische Anlage. Für frühe, im unverfestigten Sedimentzustand erfolgte Gleitvorgänge gibt es keine Anhaltspunkte. Die Faltung hat das gesamte Gesteinsgefüge betroffen und selbst schichtinterne Falten zeigen Beziehungen zum variszischen Gefüge. Es dominiert ein NE–SW-streichender Fal-

tenbau, der von etwas jüngerer W-gerichteter Überschiebungstektonik überprägt wird. Der Grenzbereich zwischen Grauwacke/Tonschiefer und Karbonat ist als Störung ausgebildet (Abschiebung durch relative Hebung der Riffstruktur). Die Riffstruktur wird am NE-Rand bis zur eigentlichen NE-Randstörung (Spitzigeberger Gang) vermutlich durch ein System von NW–SE-streichenden Störungen begleitet (vgl. Franke 1973, Abb. 3).

Literatur

- Franke, W. (1973) Fazies, Bau und Entwicklungsgeschichte des Iberger Riffes (Mitteldevon bis Unterkarbon III, NW-Harz, W-Deutschland). *Geologisches Jahrbuch, (A: Allgemeine und regionale Geologie Bundesrepublik Deutschland und Nachbargebiete, Tektonik, Stratigraphie, Paläontologie)* **11**: 1-127.
- Gischler, E. (1992) Das devonische Atoll von Iberg und Winterberg im Harz nach Ende des Riffwachstums. *Geologisches Jahrbuch (A: Allgemeine und regionale Geologie Bundesrepublik Deutschland und Nachbargebiete, Tektonik, Stratigraphie, Paläontologie)* **129**: 5-193. (www.schweizerbart.de/9783510963676)
- Gischler, E. (1995): Current and wind induced facies pattern in a Devonian Atoll: Iberg Reef, Harz Mts., Germany. *PALAIOS* **10**: 180-189.
- Gischler, E. (1996): Late Devonian-Early Carboniferous deep-water coral assemblages and sedimentation on a Devonian seamount: Iberg Reef, Harz Mts., Germany. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **123**: 297-322.

Knappe, H. (2016): Paläozoische Karststrukturen im Riffkalkstein von Iberg und Winterberg bei Bad Grund (Westharz, Niedersachsen). In: Friedel, C.-H. & Leiss, B. (Hg.): Harzgeologie 2016. 5. Workshop Harzgeologie – Kurzfassungen und Exkursionsführer. *Göttingen Contributions to Geosciences* **78**: 25-30.

Cite this article: Knappe, H.; Friedel, C.-H. & Löbens, S. (2016): Das Iberger Riff im Harz – Riff-/Postriffentwicklung und Tektonik (Tagebau Winterberg, Fels-Werke GmbH). In: Friedel, C.-H. & Leiss, B. (Hg.): Harzgeologie 2016. 5. Workshop Harzgeologie – Kurzfassungen und Exkursionsführer. *Göttingen Contributions to Geosciences* **78**: 91–98.

http://dx.doi.org/10.3249/978-3-86395-292-1_17

Stopp 6: Wildflysch versus tektonische Mélange – Gefügemerkmale und Interpretation der Odertalmélange (Südharz, Odertalsperre/Bad Lauterberg)

Carl-Heinz Friedel^{1*}, Carl Santelmann², Bernd Leiss², Bianca Wagner³ & Maren Zweig⁴

¹Karl-Marx-Str. 56, 04158 Leipzig;

Email: chfriedel@gmx.de

²Abt. Strukturgeologie und Geodynamik, Geowissenschaftliches Zentrum der Universität Göttingen, Goldschmidtstr. 3, 37077 Göttingen;

³Abt. Angewandte Geologie, Geowissenschaftliches Zentrum der Universität Göttingen, Goldschmidtstr. 3, 37077 Göttingen;

⁴Sächsisches Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie, Halsbrücker Str. 31, 09599 Freiberg;

* corresponding author

Göttingen
Contributions to
Geosciences
www.gzg.uni-goettingen.de

78: 99-110, 13 Abb. 2016

Lokation

SE-Ufer der Odertalsperre nordöstlich Bad Lauterberg, drei Aufschlüsse (Stopp 6a, 6b und 6c). GK 25 Bl. 4329 Zorge. Koordinaten (GK3): 6a: R 4399100 H 5726750, 6b: R 4398950 H 5726600, 6c: R 4397800 H 5724800. Die Aufschlüsse sind nur bei niedrigem Wasserstand (Herbst) vollständig aufgeschlossen.

Einführung

Am SE-Ufer der Odertalsperre nordöstlich Bad Lauterberg befinden sich drei Aufschlüsse (6a, 6b, 6c), die zuerst in einem Exkursionsführer von Buchholz et al. (1989) beschrieben worden sind. Regionalgeologisch befinden sich die Aufschlüsse am SE-Rand der Tanner Zone nahe der Harzgeröder Zone und der Südharzdecke (Südharzmulde) als Teil der Ostharzdecke (Abb. 1). Die Aufschlüsse bestehen aus Grauwacken und Plattenschiefern, für die von Buchholz et al. (1989) ein unterkarbonisches Alter angenommen wird, sowie aus älteren Gesteinen (Obersilur bis Unterdevon). Die Gesteine weichen nicht nur im Alter und in ihrer Lithologie voneinander ab, sondern zeichnen sich durch ein zum Teil ausgeprägtes Block-in-Matrix-Gefüge aus (zur Nomenklatur von derartigen Bimrocks s. Übersicht von Fiesta et al. 2012).

Aufgrund der chaotisch erscheinenden Gefüge und der Vielfalt hinsichtlich Alter und Lithologie der Gesteine wurden von Buchholz et al. (1989, 1990) insbesondere die Vorkommen der Aufschlüsse 6a und 6b als variszisch deformiertes Olisthostrom interpretiert und der von Buchholz et al. (1990) aufgestellten unterkarbonischen Wildflysch-Einheit zugeordnet (Abb. 2). Der Wildflysch soll als lokale grobklastische Schüttung den Beginn der unterkarbonischen Flyschsedimentation im Harz anzeigen.

Biostratigraphische Daten und Schwermineraluntersuchungen zeigen jedoch, dass die Grauwacken im Westteil der Tanner Zone verbreitet auch oberdevonische Alter aufweisen können, also teilweise zur Südharzdecke zuzuordnen sind (Wachendorf 1986, Lippert 1999, Huckriede et al. 2004). So bleiben die in Abbildung 2 angenommene

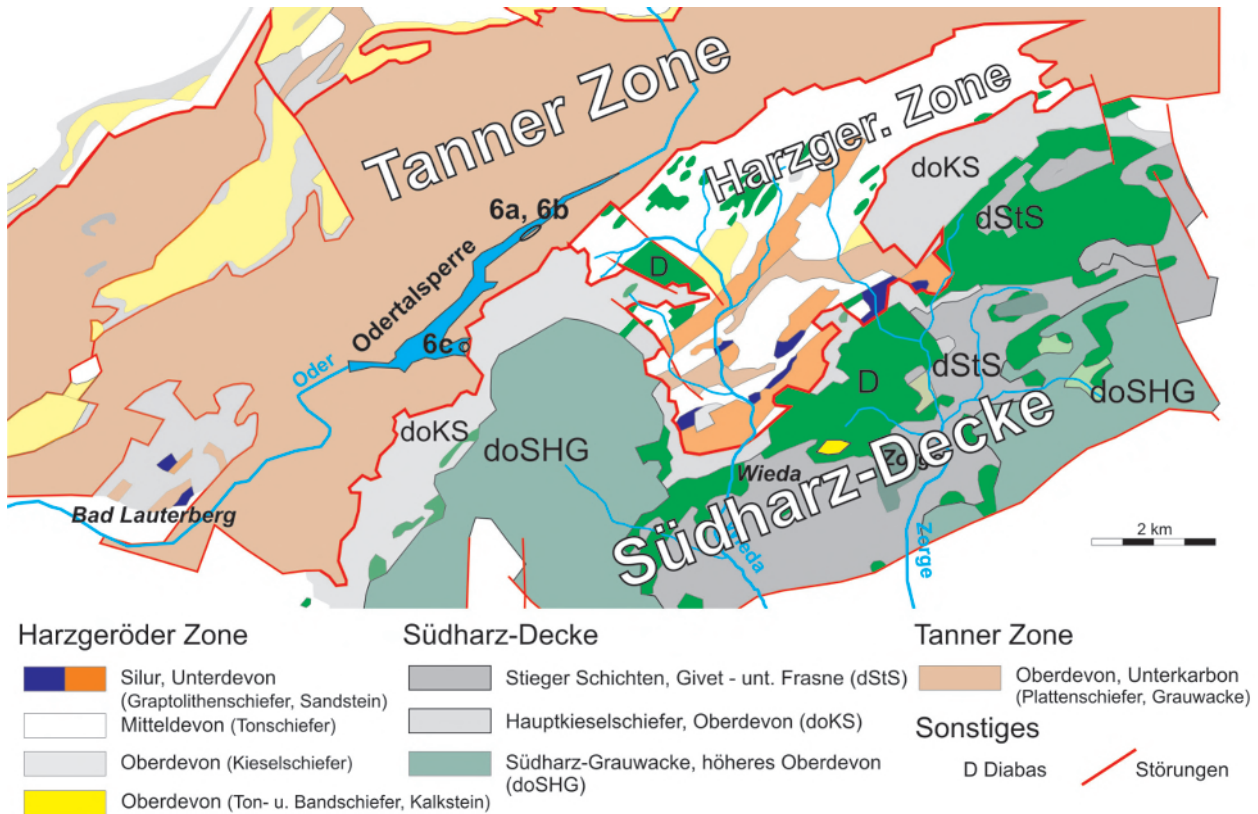


Abb. 1: Regionalgeologische Übersicht über das Aufschlussgebiet mit Lage der Aufschlüsse 6a, 6b und 6c. (Kartengrundlage: Geologische Karte Harz 1:100000, 1998)

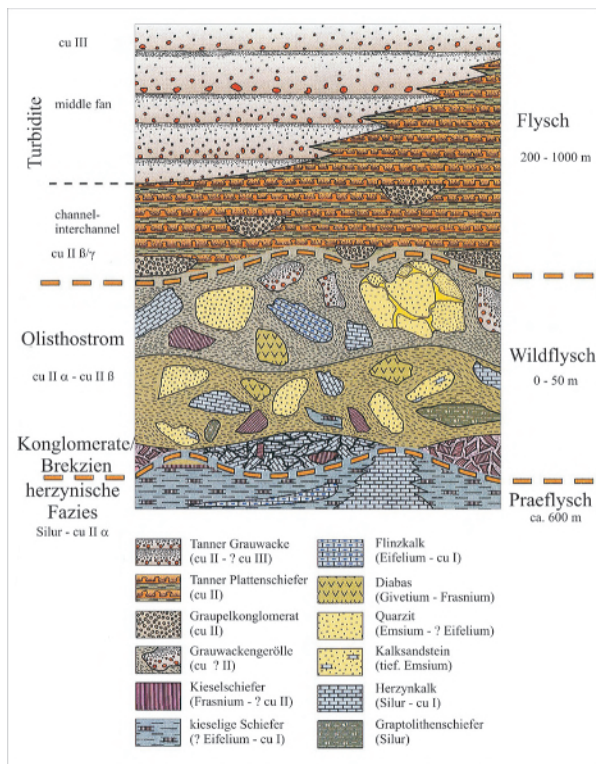


Abb. 2: Stratigraphisches Konzept der von Buchholz et al. (1990) im Westteil der Tanner Zone etablierten Wildflysch-Einheit (Abb. aus Buchholz et al. 2006). Im Westteil der Tanner Zone ist jedoch weder das Alter der Flyschablagerungen einheitlich, noch weist das Gefüge im Bereich der Odertalsperre auf eine sedimentäre Entstehung dieser Mélange hin (s. Text).

Abfolge und die zeitliche Einordnung der Wildflysch-Einheit fraglich. Auch aus dem Gefüge der Bimrocks ergeben sich keine Hinweise auf eine sedimentäre Genese der im Odertal aufgeschlossenen Mélange (s. Diskussion).

Die hier vorgestellten Vorkommen stellen Schlüsselaufschlüsse für das Wildflysch-Modell dar, doch fehlte bisher eine Analyse des Gesteinsgefüges. Die Aufschlüsse sind deshalb im Rahmen einer Masterarbeit an der Abteilung Strukturgeologie am GZG der Universität Göttingen im letzten Jahr strukturgeologisch bearbeitet worden (Santelmann 2016). In diesem Zusammenhang sind die Aufschlüsse von der Seeseite auch mittels Fotogrammetrie dokumentiert worden, so dass über größere Abschnitte ein durchgängiges georeferenziertes Profil hoher Auflösung vorlag. Die Bearbeitung wurde noch dadurch erleichtert, dass im Herbst der Wasserstand des Stausees erheblich abgesenkt war, so dass die Aufschlüsse, wie 1989, völlig freilagen.

Lithologie und Gefüge

Stopp 6a

Der von Buchholz et al. (1989) mit 6a bezeichnete Aufschluss ist der nordöstlichste der drei Aufschlüsse. Er befindet sich ca. 500 m südwestlich vom Eingang des

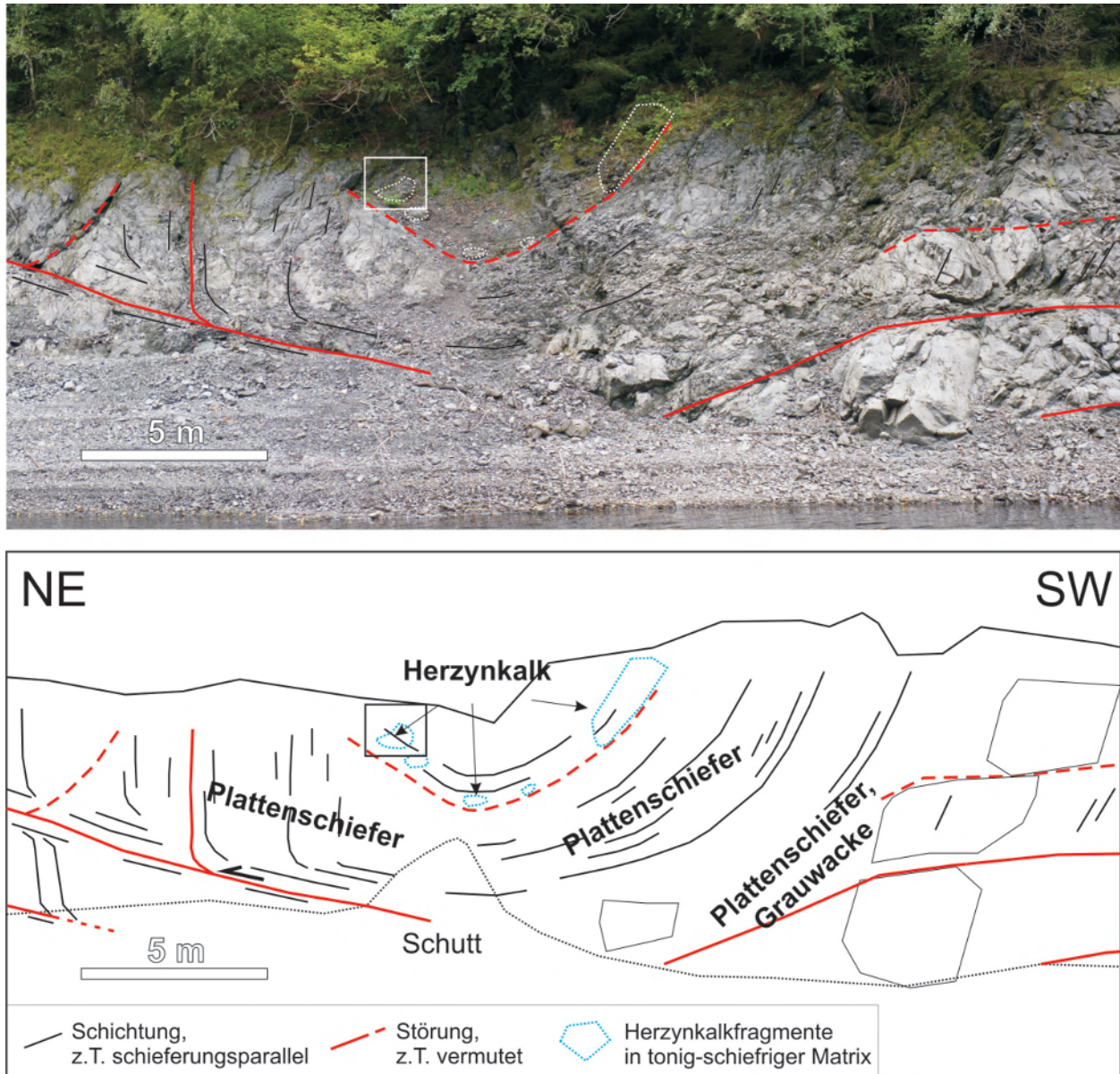


Abb. 3: Aufschluss 6a, SW-Abschnitt. Das Profil ist stark tektonisch gestört. Beachte die lagenförmige Anordnung der Herzynkalk-Fragmente (Datierung Unter-Emsium, Luppold, pers. Mitt. 1988 (s. Luppold 2016). Die Herzynkalk führende Lage ist zusammen mit dem Plattenschiefer muldenförmig gefaltet. Die Hangendgrenze ist nicht aufgeschlossen. Nordöstlich der Muldenstruktur sind im Plattenschiefer Duplexstrukturen ausgebildet. Der Rahmen kennzeichnet die Lage von Abb. 4.

Kunzental und damit ca. 1,5 km südwestlich der Erika-
brücke. Von C. Santelmann wurde auch der nordöstlich
angrenzende Bereich in die Untersuchungen mit einbezo-
gen, so dass insgesamt ein ca. 140 m langes Profil bearbei-
tet werden konnte.

Im NE-Teil von Aufschluss 6a dominieren monotone
geschieferte Plattenschiefer mit mittelsteiler nach SE-
einfallender Schichtung und normaler Lagerung. Nur im
Störungsbereich sind Schichtung und Schieferung stärker
rotiert. Charakteristisch für den SW-Teil des Aufschlusses
(Aufschluss 6a bei Buchholz et al. 1989) ist das Auftreten
von unterdevonischem Herzynkalk (Unter-Emsium) im
Plattenschiefer (Abb. 3). Der Herzynkalk kommt als iso-
lierte Blöcke in tonig-schiefriger Matrix vor, die vulka-

noklastisches Material (Buchholz et al. 1990, Abb. 13) und
zerscherten Plattenschiefer enthält. Die Herzynkalk-
Blöcke sind lagenförmig angeordnet. Unterhalb dieses Be-
reichs tritt kein Herzynkalk auf, die Hangendgrenze ist
durch Schutt verdeckt. Oberhalb sind am Uferweg Kiesel-
schiefer als Klaster aufgeschlossen, die auf die Nähe zur
Südharz-Decke deuten (s. Diskussion). Im linken Teil der
Abb. 3 ist die Lagerung des Plattenschiefers störungsbe-
dingt z. T. sehr steil, im unteren Teil des Plattenschiefers
fällt die Schichtung wieder relativ flach nach Süden ein
und bildet so mehrere Duplexstrukturen. Subparallel zur
flachen Lagerung verläuft auch die Schichtung im
Herzynkalk-Block der Abb. 4. Der Block wurde offenbar
nicht zusammen mit dem Plattenschiefer steilgestellt, son-



Abb. 4: Herzynkalk-Block im steilstehenden Plattenschiefer. Die flachen Bankfugen im Kalkstein repräsentieren die Schichtung (ca. 55/45, Abb. 5), die steilen Flächen die Schieferung (Drucklösungs-)Schieferung).

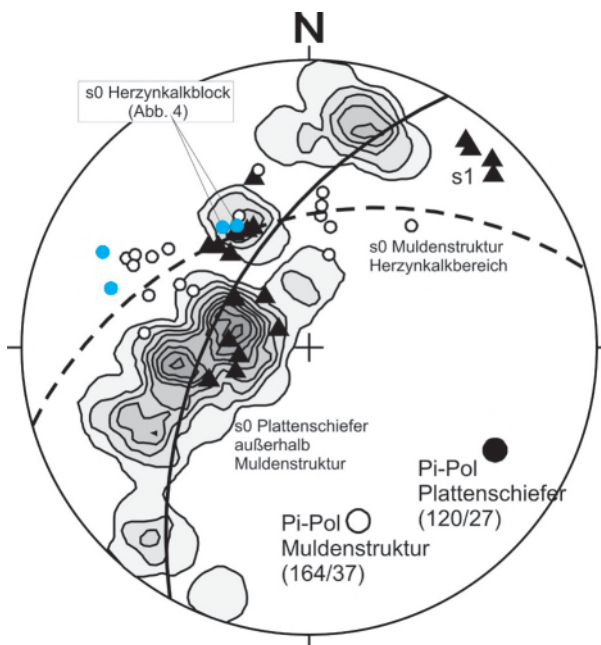


Abb. 5: Raumlage der Schichtung (s0) und Schieferung (s1) im Aufschluss 6a. Die kleinen Kreise markieren die Schichtlagerung im Bereich der Muldenstruktur (vgl. Abb. 3 und 4, blau: s0 Herzynkalkblöcke). Die zugehörige Faltenachse taucht nach SSE ein (Pi-Pol 164/37). Außerhalb der Muldenstruktur bildet das Gefüge des Plattenschiefers (s1 z. T. störungsbedingt rotiert) eine nach SE-einfallende Achse (Pi-Pol 120/27).

dern verblieb in flacher Position. Insgesamt bilden die Herzynkalk-Blöcke gemeinsam mit dem flach liegenden Plattenschiefer in diesem Bereich eine Muldenstruktur mit SSE-eintauchender Achse (Abb. 5).

Das gesamte Gestein ist stark deformiert. Die massigen Grauwacken sind deutlich geschert und bilden grobe unregelmäßige Scherlinsen (Abb. 3). Die Plattenschiefer wurden vor allem an den zahlreichen Störungen stärker gefaltet und auch ihre Schieferung rotiert, wobei Auf- und Abschiebungen oft eng benachbart auftreten (Abb. 5, s. Diskussion). Auch die Herzynkalk-Blöcke sind geschiefert

und ihre Ränder spröd-duktil tektonisch geschert und fragmentiert, worauf u. a. die intensive Brekzierung des Kalksteins entlang von Scherbahnen mit Einfaltung und Intrusion toniger Matrix und die starke Mineralisation der Blöcke hinweisen (Abb. 6).

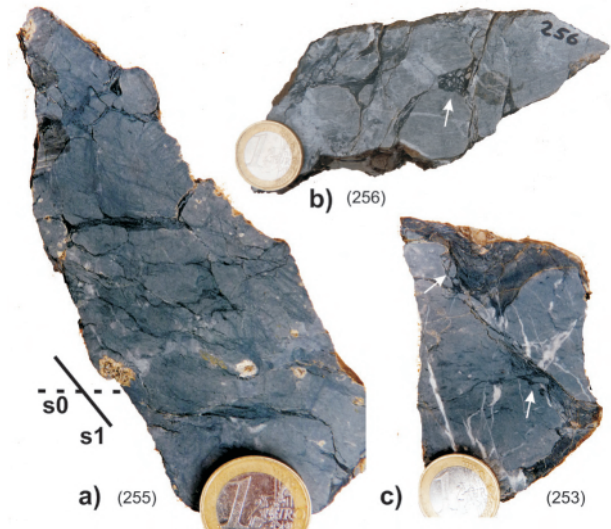


Abb. 6: Spröd-duktil tektonische Deformationsstrukturen im Herzynkalk. Beachte die Schieferung (s1) in (a) und die Brekzierung und Fragmentation entlang von Scherbahnen mit Intrusion toniger Matrix ((b), (c), s. Pfeile)

Stopp 6b

Der Aufschluss 6b befindet sich nur ca. 100 m südwestlich von 6a. Auf einer Länge von ca. 50 m sind hier Gesteine des Obersilurs bis Unterdevons aufgeschlossen (Abb. 7). Nach Nordosten und Südwesten schließen sich wieder Plattenschiefer an. Die obersilurischen Gesteine bestehen aus Graptolithenschiefer (oberes Ludlow, Jäger 1991) und aus Ton-/Siltschiefer der einige dm-mächtige Kalksandsteinlagen, aber zumeist nur cm-mächtige Lagen aus Silt- und Kalksandstein enthält. Dieser in Abbildung 7 als "Scyphocrinites"-Schiefer bezeichnete Siltschiefer enthält Scyphocrinoiden-Stielglieder der Pridoli-Stufe (Haude pers. Mitt. 1989, Haude 1992). Als Unterdevon (Unter-Emsium, Luppold pers. Mitt. 1988, Luppold 2016) wurde eine Wechselfolge aus Tonschiefer und laminierten, oft schrägeschichteten Kalksandsteinen datiert, die im Aufschluss eine große WNW-geneigte Faltenstruktur bildet (Abb. 7, 8a). Diese Wechselfolge überlagert im NE konkordant einen massigen Sandstein (ohne Datierung), der zwei undeutlich ausgebildet Lagen aus Kalksandstein enthält. Unterhalb wird die Faltenstruktur mit deutlichem Winkel durch eine Störung abgeschnitten. Im SW folgt darunter ein Ton-/Siltschiefer unbekannter Alters, wogegen der Graptolithenschiefer die gefaltete Wechselfolge des Unter-Emsiums ohne erkennbare Störung überlagert (Abb. 7). Weitere Details zu Lithologie und Fossilbestand der Gesteine finden sich in Buchholz et al. (1989).

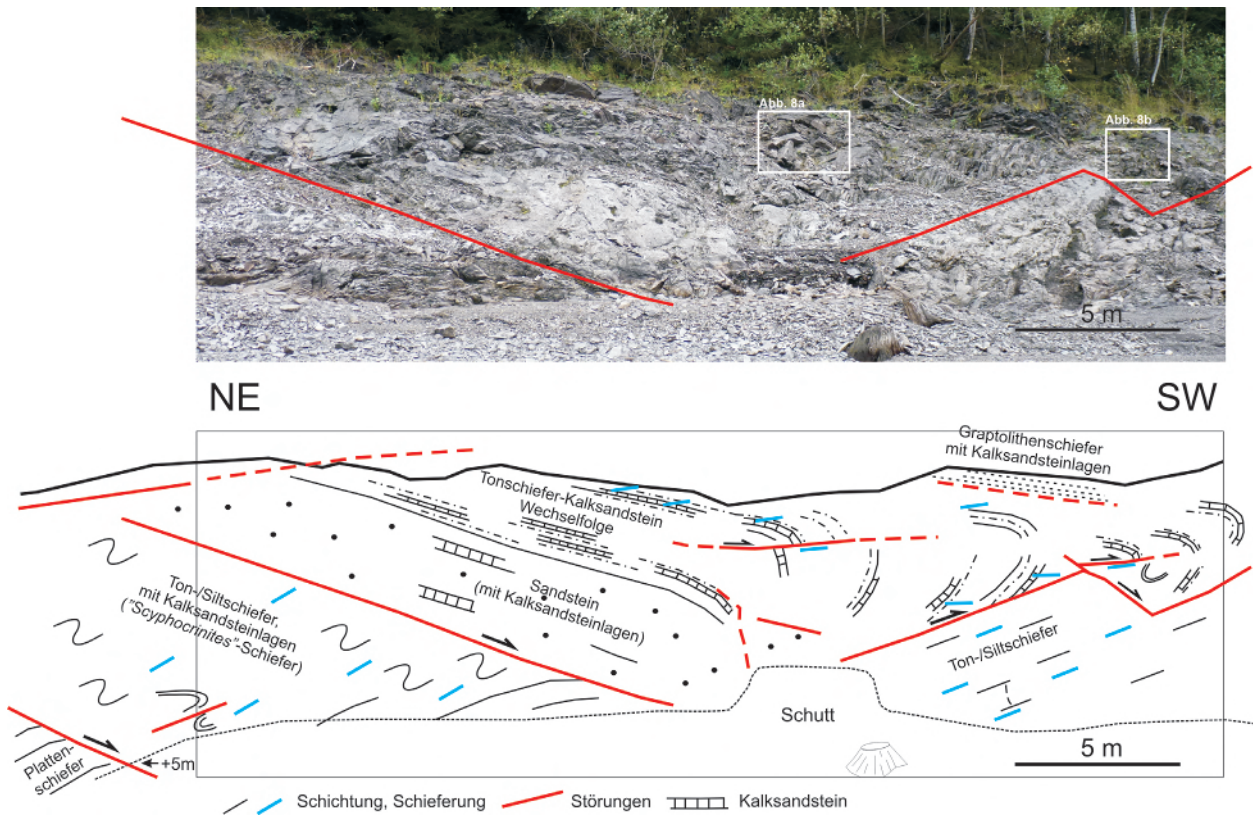


Abb. 7: Foto und Skizze von Aufschluss 6b mit oberilurischen bis unterdevonischen Lithologien und ihren Lagerungsverhältnissen (Graptolithenschiefer: ob. Ludlow, Tonschiefer-Kalksandstein-Wechselfolge: Unter-Emsium, "Scyphocrinites"-Schiefer: Pridoli; Platten-schiefer: Unterkarbon, biostratigraphische Angaben nach Buchholz et al. 1989, s. Jäger 1991, Haude 1992, Luppold 2016; weitere Erläuterung im Text). Strukturell liegen einzelne, unterschiedlich alte, tektonisch gefaltete und verschuppte Gesteinspakete vor, die durch Störungen getrennt sind. Rahmen s. Abbildung 8.

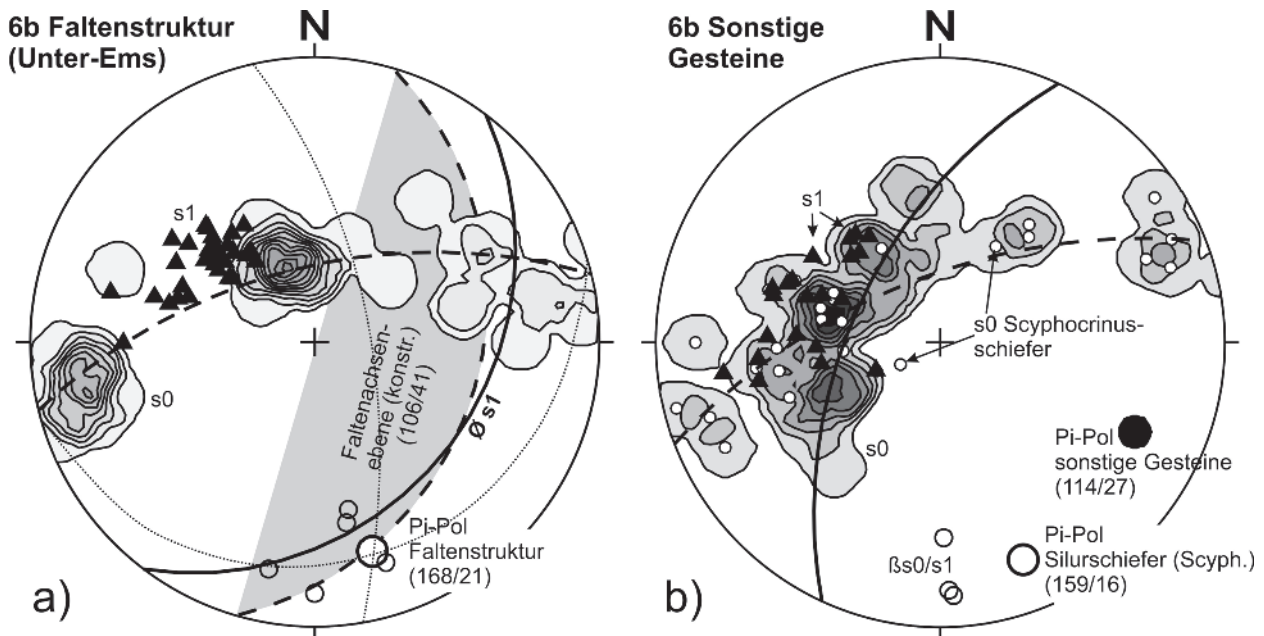


Abb. 8: Schichtung (s0) und Schieferung (Transversalschieferung, s1) im Aufschluss 6b. (a) Pi-Pol und konstruierte Achsenebene der großen Faltenstruktur der Tonschiefer-Kalksandstein-Wechselfolge (Unter-Emsium). (b) Pi-Pole des "Scyphocrinites"-Schiefers und der Platten-schiefer. Beachte die annähernd gleiche Anordnung von Schichtung und Pi-Pol des "Scyphocrinites"-Schiefers (159/16) im Vergleich zur Wechselfolge in a (168/21).

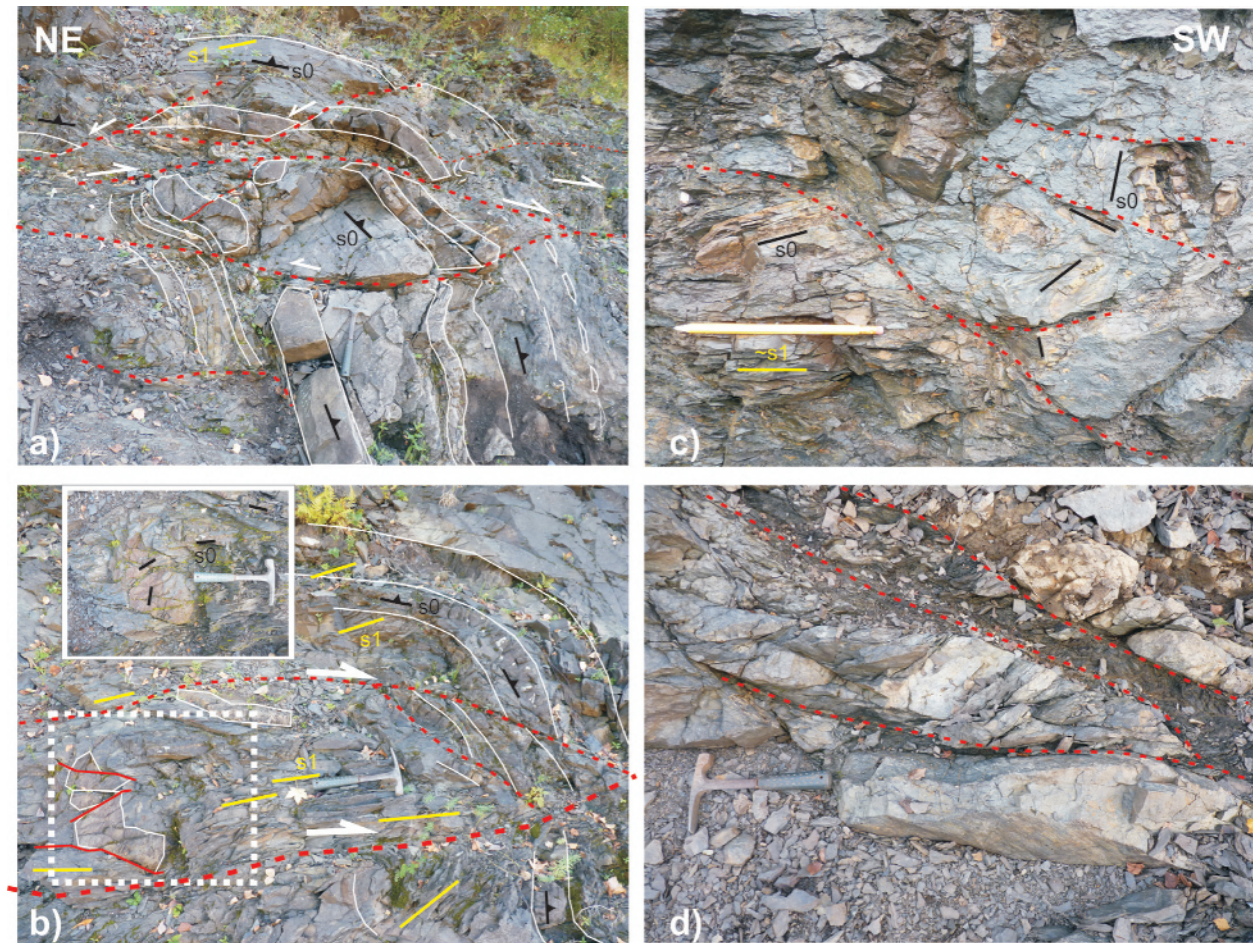


Abb. 9: Deformationsstrukturen im Aufschluss 6b. (a), (b) Zerscherzte Faltscharniere in der Tonschiefer-Kalksandstein-Wechselfolge (vgl. Abb. 7) und (c) im Ton-/Siltschiefer. Die tektonisch fragmentierten Kalksandstein- und Feinsandlagen sind teilweise subparallel zur Schieferung rotiert worden (s. Rahmen in b). (d) Störung an der Grenze "Scyphocrinites"-Schiefer/Plattenschiefer, unten mit linsig zerscherzter Grauwacke. s0: Schichtung, s1: Schieferung, rote Linien: Störungen.

Alle Gesteine sind deformiert und die tonigen Anteile deutlich geschiefert (Transversalschieferung s1, Abb. 8–9). Der als "Scyphocrinites"-Schiefer bezeichnete Bereich ist überwiegend feinlagig ausgebildet und zumeist eng gefaltet. Die Großkreisanordnung der Schichtflächen bildet eine flach nach SSE-eintauchende Faltenachse (Abb. 8b). Dieser Silurschiefer ist sowohl zum Plattenschiefer im Liegenden als auch zum massigen Sandstein im Hangenden tektonisch begrenzt (Abb. 7, 9d). Die deutlich transversal geschieferte große Faltenstruktur der Tonschiefer-Kalksandstein-Wechselfolge ist im oberen Bereich normal gelagert, im unteren Teil steil überkippt. Aus der Schichtlagerung ergibt sich eine Falte mit flach WNW-geneigter Achsenebene, deren Achse wie beim "Scyphocrinites"-Schiefer ebenfalls nach SSE eintaucht (Abb. 8a). Die restlichen Gesteine (i. W. Plattenschiefer) liegen dagegen auf einem Großkreis mit SE-einfallendem Achsenpol (Abb. 8b). Diese Großkreisanordnung ist noch deutlicher im benachbarten Stopp 6a ausgebildet (Abb. 5).

Das Scharnier der großen Faltenstruktur wird von mehreren etwa schieferungsparallel angeordneten Scherflächen durchsetzt, deren Bewegungsrichtung NE–SW verläuft (s. Diskussion). Durch diese Scherflächen sind

einzelne Kalksandstein-Blöcke fragmentiert, versetzt und zum Teil parallel zur störungsparallelen Schieferung rotiert worden (Abb. 9a–b). Fragmentation, Versatz und Rotation gefalteter sandiger Einlagerungen subparallel zur Schieferung zeigten sich auch in anderen Schiefen (z. B. Feinsandlagen im Ton-/Siltschiefer, Abb. 9c).

Stopp 6c

Dieser südwestlichste der drei Aufschlüsse befindet sich ca. 200 m nördlich des Talausgangs der Kleinen Herzbek (Parkplatz Campingplatz Glockental) unterhalb der Rechtskurve des Uferweges. Lithologisch überwiegt Plattenschiefer, der vor allem im unteren Teil des Aufschlusses deutlich lagig ausgebildet ist. Weiter oberhalb liegt stärker toniger Schiefer vor, in dem Grauwacke eingelagert ist. Die Grauwacke bildet darin z. T. m³-große Blöcke. Nach Buchholz et al. (1989) treten als Blöcke auch Diabas und Quarzit auf und sind kalkige und kieselige Tonschiefer eingeschaltet. Neu ist der Fund von Herzynkalk, der dem in Stopp 6a sehr ähnlich ist, bisher aber nicht datiert wurde (Abb. 10). Die Gesteine werden von

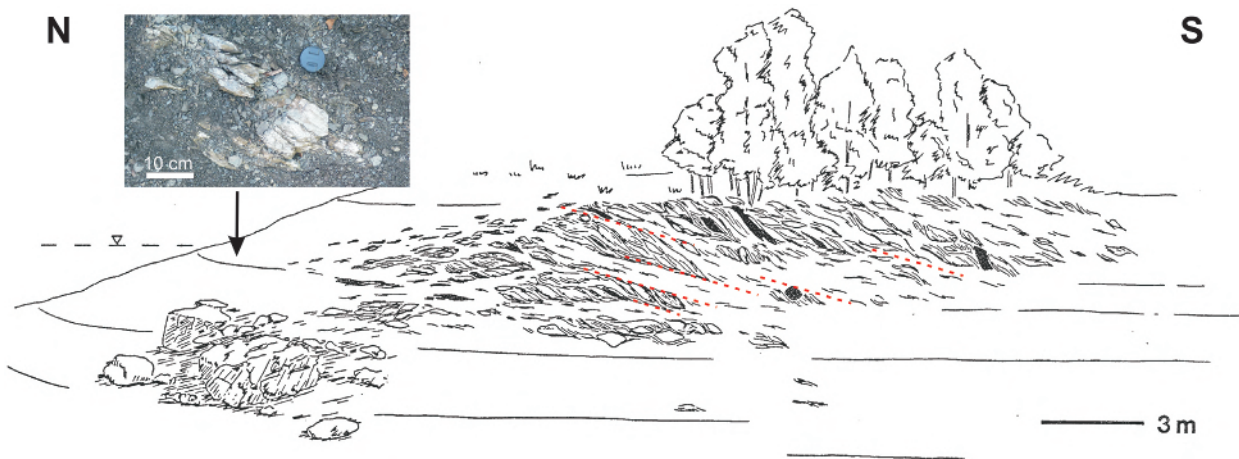


Abb. 10: Skizze von Aufschluss 6c aus Buchholz et al. (1989). Schematisch hervorgehoben sind einige der flachen Scherbahnen (C-Flächen, rot). Das Foto zeigt die neu entdeckte Kalksteinlinse vom Typ der Herzynkalk. Der Herzynkalk ist zerschert und schieferungsparallel eingeregelt.

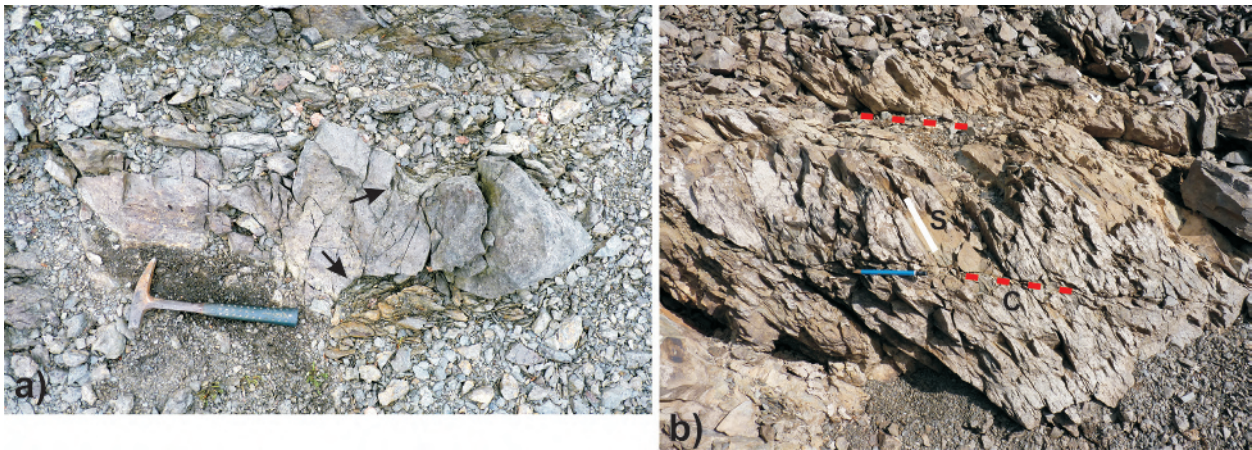


Abb. 11: (a) Schieferungsparallel gestreckter, intern zerschertter Grauwackeblock randlich mit Einfaltung von Tonschiefer in die Scherflächen (rechts) als Merkmal spröd-duktiler tektonischer Deformation. (b) S-C-Gefüge im Plattenschiefer.

Kieselschiefer der Südharzdecke überlagert, die bereits wenige Meter südlich und in einem kleinen Aufschluss westlich des Parkplatzes am Hang anstehen.

Wie in den anderen Aufschlüssen sind auch die Gesteine dieses Stopps intensiv tektonisch deformiert. Die zahlreichen rigiden Grauwacken bilden ein Block-in-Matrix-Gefüge aus boudinierten, oft linear angeordneten und z. T. stark intern zerschertter Grauwackelinsen (Abb. 11a). Die Matrix besteht aus stärker tonigen Schiefen und mehr oder weniger zerschertem Plattenschiefer. Kennzeichnend für den Plattenschiefer sind flache Scherbahnen, die mit den S-Flächen (s₀//s₁) ein S-C-Gefüge bilden (Abb. 11b). Das S-C-Gefüge ist um eine NE–SW-streichende, nach NE einfallende Achse angeordnet (Pi-Pol 40/31, Abb. 12a). Zwischen den C-Flächen entwickelte Kleinabschiebungen und NE–SW-streichende Kleinfalten sind Bestandteil dieses Deformationsgefüges. Einige Achsen von Kleinfalten sind senkrecht zur NE–SW-Richtung angeordnet. Diese Achsenrichtung ist auch in den anderen Aufschlüssen der Odertalsperre vorhanden

(Abb. 12) und ist bevorzugt an Störungen gebunden (s. Diskussion).

Das Vorkommen von Stopp 6c ist das einzige von den drei Aufschlüssen, das von Buchholz et al. (1989) nicht als Olistostrom, sondern tektonisch, im Sinne einer tektonischen Mélange interpretiert wurde. Die unmittelbare Nähe zur Südharzdecke hat dabei eine besondere Rolle gespielt, denn grundsätzlich unterscheiden sich das Gefüge und die Lithologie der Blöcke nicht von den anderen Aufschlüssen (6a und 6b). Nur die Größe und lithologische Vielfalt der Blöcke variiert (s. Diskussion).

Diskussion

Störungs- und Faltengefüge

In Abbildung 12 sind die in den einzelnen Aufschlüssen ermittelten Gefügedaten gegenübergestellt und durch die Daten von Störungen ergänzt. Die Störungen sind bevorzugt entlang der Großkreise der größeren Faltenstruktura-

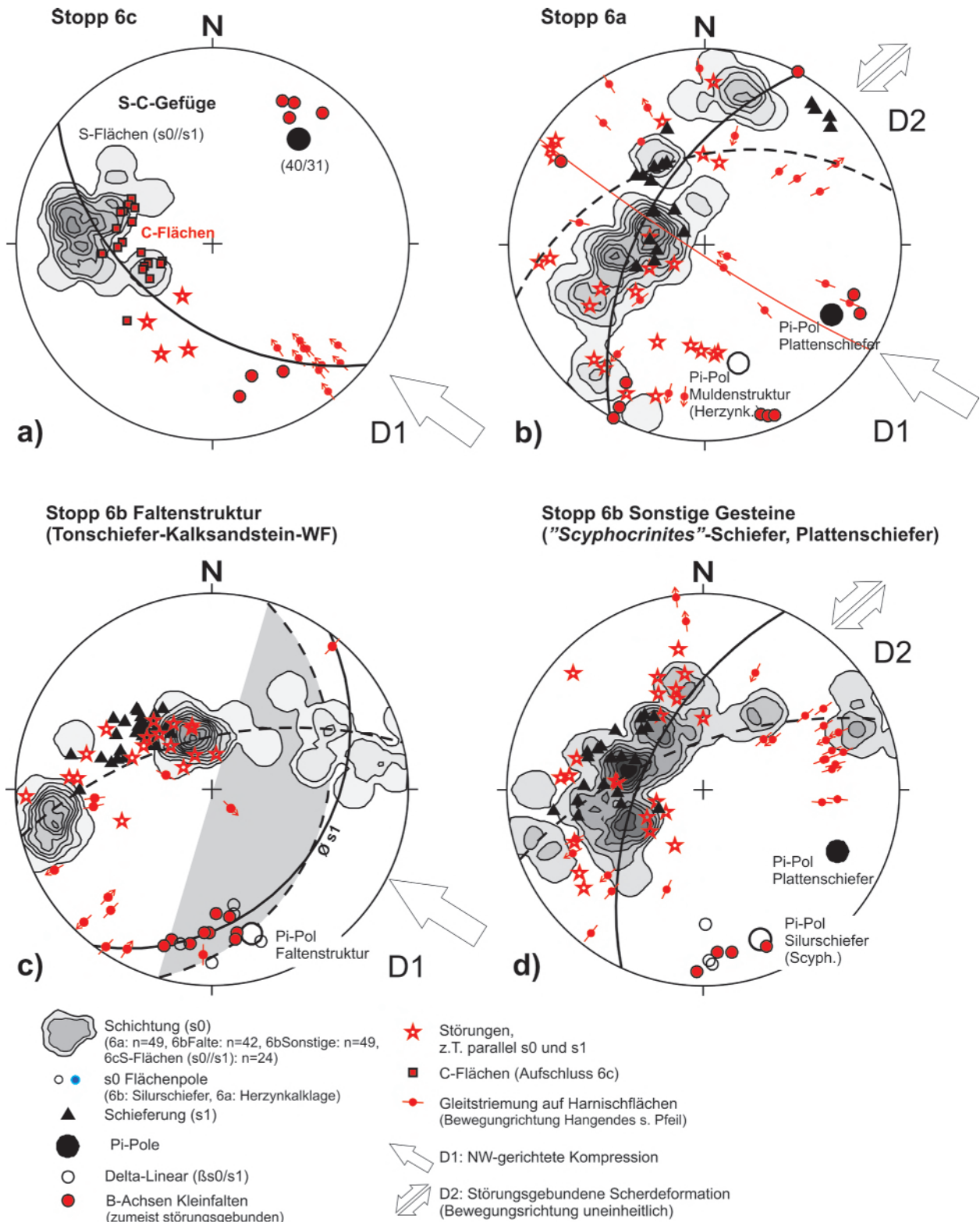


Abb. 12: Übersicht über die Gefügedaten der drei Einzelaufschlüsse 6a bis 6c, ergänzt durch das Störungsinventar (rot). D1: NW-gerichtete Kompression, D2: Annähernd quer zum NE-SW-Streichen ausgerichtete variszische Scherdeformation mit noch unbestimmter Vorzugsorientierung des tektonischen Transports (s. Text).

ren angeordnet. Besonders im Scharnierbereich verlaufen sie auch parallel zur Schieferung (Stopp 6b, Abb. 12c). Auf- und Überschiebungen treten eng benachbart mit Abschiebungen auf. Abgesehen vom S-C-Gefüge in Stopp 6c streichen die Gleitstriemen der Störungen relativ selten NW-SE, häufiger sind sie annähernd NE-SW und wink-

lig zur Einfallrichtung der Störungen ausgerichtet. Das trifft auch für die schieferungsparallelen Störungen im Scharnierbereich der flachen WNW-vergente Falte von Aufschluss 6b zu, deren z. T. mineralisierte Scherflächen ein NE-SW-streichendes Harnischlinear besitzen (Abb. 9a-b, 12c).

Generell fallen Schichtung und die Schieferung (Transversalschieferung, s1) mit ca 40°–50° nach SE ein, es überwiegt normale Lagerung. Aus der Lage der Hauptflächengefüge (Schichtung, Schieferung) ergibt sich insgesamt ein NW-vergenter Faltenbau. In Aufschluss 6c weist die Anordnung des S-C-Gefüges und ihrer Gleitstriemen auf eine NW-gerichtete Überschiebungstektonik. In den benachbarten Aufschlüssen 6a und 6b treten im Vergleich zur NE–SW-streichenden variszischen Haupttrichtung deutlich abweichende nämlich nach SSE- und SE-gerichtete Achsen auf (Abb. 12b–d). Sie dominieren hier den Faltenbau. Als Kleinfalten sind diese Achsenrichtungen unmittelbar an das Störungsgefüge gebunden.

Nichtzylindrische Falten, deren abtauchende Achsen von der NE–SW-Haupttrichtung abweichen, sind im Bereich der westlichen Harzgeröder Zone (Poll 1970, Koll 1984) und auch sonst im Mittel- und Unterharz weit verbreitet (Schwab 1976). Poll (1970) und Schwab (1976) sahen in annähernd quer zur variszischen Haupttrichtung verlaufende Faltenstrukturen eine Querfaltung (B₁B₁'-Tektonik) zur NW-gerichteten Einengung. Koll (1984) führte diese Faltengefüge auf NW-gerichtete Scherung an S-parallelen Überschiebungsbahnen zurück. Wir sehen in den SE- und SEE-einfallenden Faltenachsen aufgrund ihrer engen Bindung an das Störungsgefüge mit quer zur variszischen Haupttrichtung ausgerichteten Gleitstriemung ein durch horizontale Scherung (strike-slip-Tektonik) betontes Stadium der variszischen Deformation, die das normale NE–SW-streichende Faltengefüge im fortgeschrittenen Deformationsstadium überprägt hat. Wesentlich hier ist, dass es sich nicht um Rutschungsstrukturen handelt (vgl. Buchholz et al. 1989), sondern dass das Gesteinsgefüge aller drei Aufschlüsse durch die variszische Tektonik bestimmt wurde. Die strukturellen Unterschiede zwischen den Aufschlüssen 6a, 6b und 6c betreffen nur die Form und das Ausmaß dieser Deformation, die zusätzlich modifiziert werden durch die Lithologie und den Aufschlussgrad.

Sedimentäre versus tektonische Abfolge, Komponentenspektrum und Alter

Nach Buchholz et al. (1990, 2006) befindet sich der Wildflysch an der Basis der im cu II β / γ einsetzenden Flyschsedimentation und wird dementsprechend von unterkarbonischem Plattenschiefer überlagert (vgl. Abb. 2). Alle hier untersuchten Aufschlüsse befinden sich dagegen im Plattenschiefer. Das gilt auch für die beiden nur ca. 100 m entfernten Aufschlüsse 6a und 6b. Mit ihren oberilurisch–unterdevonischen Einlagerungen werden sie von Plattenschiefer unter- und überlagert (Abb. 3, 7, 13). Über diese Einlagerungen (aufgeschlossene Mächtigkeit ca. 10 m, nach Buchholz et al. 1990 kann diese Zone bis 50 m mächtig werden) folgen hier ca. 290 m mächtige Plattenschiefer und Grauwacken, die schließlich vom Kiesel-

schiefer der Südharzdecke tektonisch überlagert werden (Abb. 1, 13b).

Das unterkarbonische Alter der Wildflysch-Einheit und der überlagernden Flyschfolge in Abbildung 2 basiert im Wesentlichen auf den Datierungen der Plattenschiefer im Ostteil der Tanner Zone, der Annahme, dass die Oberdevon-Datierungen im Westteil mittels Conodonten durch Mischfaunen verfälscht sein können (vgl. dazu Schüffler in Lippert 1999, S. 23) und dem Vergleich mit der bis ins cu II anhaltenden Flinzkalk-Entwicklung, die faziell unvereinbar ist mit der Flyschsedimentation (Buchholz et al. 2006, S. 398). Im Westteil der Tanner Zone ist weder ein cu II β / γ -Alter der Plattenschiefer direkt nachgewiesen, noch ist die Verbreitung oberdevonischer Grauwackenteile (Südharzdecke) ausreichend bekannt. Nach Lippert (1999) und Huckriede et al. (2004) müssen große Teile der westlichen Tanner Zone als oberdevonisch angesehen werden (s. auch Huckriede & Wemmer 2006).

Die bisher als Wildflysch angesehenen Bereiche 6a und 6b bestehen aus lithologischen Komplexen, die sich hinsichtlich Lithologie und Alter zwar unterscheiden, aber gegeneinander und gegenüber dem Plattenschiefer jeweils tektonisch abgegrenzt sind. Eine einheitliche Matrix, in der die oberilurisch–unterdevonischen Großblöcke “schwimmen”, gibt es nicht. Sie bilden mit dem Plattenschiefer auch keine sedimentäre Wechselfolge im Sinne von Debris flow-Ablagerungen. Ebenso fehlen Hinweise auf Rutschungen oder ähnliche frühe Deformationsstrukturen, die über convolute bedding hinausgehen. Die Blöcke zeigen auch keine chaotische Lagerung. Was vorliegt ist ein tektonischer Verband mit komplexer variszischer Geometrie, in der die einzelnen Lithoeinheiten spröduktile zu Block-in-Matrix-Gefügen deformiert worden sind. Von dieser Gefügeveränderung wurden alle Lithologien, auch die Grauwacken und Plattenschiefer betroffen, wobei Scherung und Fragmentierung bis in das Spätstadium der variszischen Deformation anhielten (D2 in Abb. 12). Diese späten Scherprozesse haben auch das Gefüge in der Scharzfelder Mélange beeinflusst (s. Stopp 7, Friedel 2016).

Das dominierende spröduktile Deformationsgefüge entstand unter pT-Bedingungen, die im Mittel- und Südharz Temperaturen von 250 bis 300°C und eine Tiefe von über 10 km erreichten (Theye & Friedel 2012; Redtmann & Friedel 2012; Friedel 2015).

Das Komponentenspektrum der untersuchten Aufschlüsse ist hinsichtlich Alter und Lithologie für Gesteine typisch, wie sie vor allem weiter südöstlich im Bereich der Harzgeröder Zone auftreten (Abb. 1). Als tektonische Schollen und Blöcke treten vergleichbare Komponenten sowohl innerhalb der Plattenschiefer als auch unmittelbar an der Basis der Ostharzdecke auf (Stopp 6c, Abb. 10, 13b). Insofern bestehen hinsichtlich Klastenbestand und Gesteinsgefüge zwischen den Aufschlüssen keine wesentlichen Unterschiede, um damit auf der einen Seite eine sedimentäre (olisthostromale, Stopps 6a, 6b) und auf der

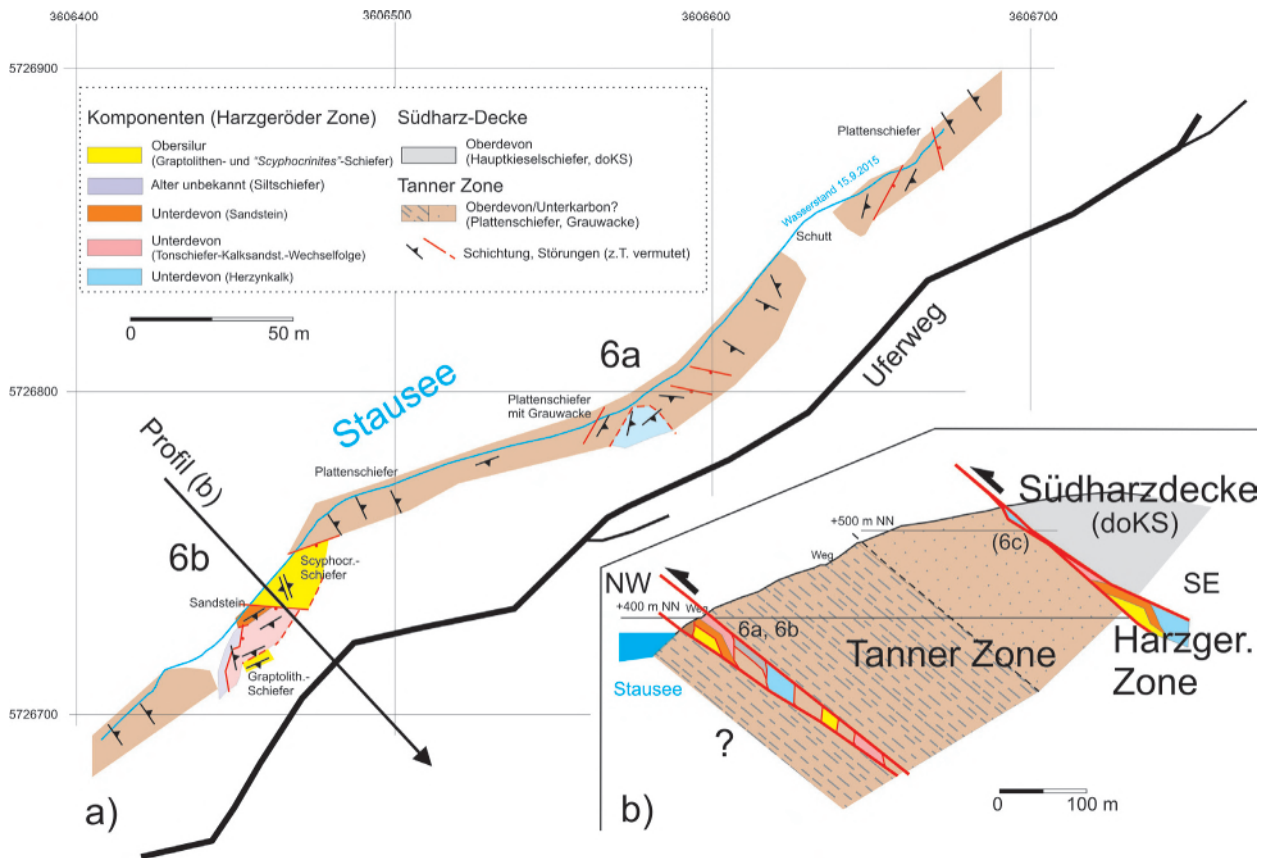


Abb. 13: (a) Grundriss und (b) schematisches Profil der benachbarten Aufschlüsse 6a und 6b (vgl. Abb. 3 und 7). Beide Vorkommen werden als Scherzone bzw. als tektonische Mélange (Odertalmélange) interpretiert. Die in dieser Scherzone enthaltenen ober-silurisch–unterdevonischen Komponenten (Großblöcke, Schuppen) sind gut vergleichbar mit dem lithologischen Bestand der Harzgeröder Zone und treten auch unmittelbar an der Deckenbasis als tektonische Schuppen auf (Stopp 6c, projiziert, s. Text).

anderen Seite eine tektonische Entstehung (Stopp 6c) begründen zu können.

Schlussfolgerungen

Die Annahme des Beginns der Flyschsedimentation im cu II ist für den Westteil der Tanner Zone höchst problematisch. Dafür fehlen direkte biostratigraphische Belege und sprechen neben biostratigraphischen Daten auch lithologische Merkmale für eine größere Verbreitung devonischer Grauwacken in diesem Teil der Tanner Zone (Lippert 1999; Huckriede et al. 2004; Huckriede & Wemmer 2006).

Das Einsetzen der Flyschsedimentation ist in diesen stark tektonisch überprägten Abfolgen nicht zweifelsfrei aus dem Alter der unterlagernden Abfolge rekonstruierbar, zumal neuere Daten für eine stärkere Allochthonie auch der unterkarbonischen Flyschfolgen am SE-Rand der Rhenoheryznischen Zone sprechen (Huckriede et al. 2004; Eckelmann et al. 2014).

Das Gefüge der untersuchten Aufschlüsse ist stark tektonisiert. Strukturell liegt ein Schuppengefüge vor, keine sedimentäre Abfolge oder Durchmischung. Aufgrund der Verbandsverhältnisse, der Gefügemerkmale und des Klas-

tenspektrums interpretieren wir den bisher als Wildflysch angesehenen Bereich im Odertal (Aufschlüsse 6a, 6b) als tektonische Mélange im Bereich der Odertalstörung (Ganssloser 1996). Diese Odertalmélange und die Mélange in 6c entstanden im Zuge NW-gerichteter und subhorizontal NE–SW-ausgerichteter variszischer Tektonik (D1, D2). Ein Zusammenhang mit dem Transport der Ostharzdecke ist möglich (Stopp 6c), tektonische Mélangebildung geht aber weit über die Basis dieser Decke hinaus und hat große Teile des Mittel- und Südharzes erfasst (z. B. Walliser & Alberti 1983; Koll 1984; Friedel et al. 2015).

Buchholz et al (1990, 2006) sahen im Wildflysch lokale olistostromale Vorkommen an der Basis des unterkarbonischen Flyschs. Aber selbst bei vergleichsweise guten Aufschlussverhältnissen wie sie hier im Odertal oder in Scharzfeld (Friedel 2016, dieser Band) vorliegen, lassen sich keine Belege für eine sedimentäre Genese der Bimrocks vor Beginn der variszischen tektonischen Deformation finden. Damit verlieren diese Horizonte auch die ihnen zugewiesene stratigraphische Relevanz.

Probleme bei der Interpretation der Gefüge (Friedel & Leiss 2015) und die im Harz vielfach nur auf Basis von "Mixing" unterschiedlicher Blöcke (Mélange) und der Ausbildung eines Block-in-Matrix-Gefüges getroffene An-

sprache als Olisthostrome sind unzureichende Kriterien für eine genetische Interpretation der Bimrocks (vgl. Festa et al. 2010, 2012).

Literatur

- Buchholz, P.; Wachendorf, H. & Zweig, M. (1989): Synsedimentäre versus tektonische Deformation: Rutschung, Schlammstrom, Olisthostrom und Melange. *Deutsche Geologische Gesellschaft 141. Hauptversammlung, Exkursionsführer, Exkursion E4*: 139-170.
- Buchholz, P.; Wachendorf, H. & Zweig, M. (1990): Resedimente der Präflysch- und der Flysch-Phase – Merkmale für Beginn und Ablauf orogener Sedimentation im Harz. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen* **179** (1): 1-40.
- Buchholz, P.; Obert, C.; Trapp, E.; Wachendorf, H. & Zellmer, H. (2006): Westharz. - In: Deutsche Stratigraphische Kommission (Ed.): Stratigraphie von Deutschland VI. Unterkarbon (Mississippi). *Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften* **41**: 387-413. (www.schweizerbart.de/3932537378)
- Eckelmann, K.; Nesbor, H.-D.; Königshof, P.; Linneemann, U.; Hofmann, M.; Lange, J.-M. & Sagawe, 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. <http://dx.doi.org/10.1016/j.gr.2013.05.018>
- Festa, A.; Pini, G. A.; Dilek, Y., Codegone, G. (2010): Mélanges and mélange-forming processes: a historical overview and new concepts. *International Geology Review* **52**: 1040-1105. <http://dx.doi.org/10.1080/00206810903557704>
- Festa, A.; Dilek, Y.; Pini, G. A.; Codegone, G & Ogata, K. (2012): Mechanisms and processes of stratal disruption and mixing in the development of mélanges and broken formations: Redefining and classifying mélanges. *Tectonophysics* **568/569**: 7-24. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2012.05.021>
- Friedel, C.-H. (2015): Geothermobarometry of very low-grade Devonian metabasalts of the Elbingerode Complex (Harz Mountains, Germany) – implications of chlorite and phengite composition. Variscan 2015: The Variscan belt: correlations and plate dynamics. *Géologie de la France* **1** (2015): 68.
- Friedel, C.-H. (2016): Gefüge und Genese der Scharzfelder Mélange (Scharzfeld, am Dolomitwerk). In: Friedel, C.-H. & Leiss, B. (Hg.): Harzgeologie 2016. 5. Workshop Harzgeologie – Kurzfassungen und Exkursionsführer. *Göttingen Contributions to Geosciences* **78**: 111-117.
- Friedel, C.-H. & Leiss, B. (2015): Variszische Tektonik im Harz (östliches Rhenohercynikum). In: Röhling, H.-G. (Ed.): GeoBerlin 2015. Dynamische Erde – von Alfred Wegener bis heute und in die Zukunft. Exkursionsführer/Excursion guide. *Exkursionsführer und Veröffentlichungen der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften* **255**: 44-86.
- Friedel, C.-H.; Huckriede, H.; Leiss, B. & Zweig, M. (2015): Sedimentary vs. tectonic mélanges - a case study from the Harz Mountains (eastern Rhenohercynian Belt). Variscan 2015: The Variscan belt: correlations and plate dynamics. *Géologie de la France* **1** (2015): 69.
- Ganssloser, M. (1996): Die Tanner Zone nördlich Bad Lauterberg (Harz) – Stratigraphie, Flyschfazies und Strukturplan. *Berichte der Naturhistorischen Gesellschaft Hannover* **138**: 37-55.
- Günther, K. & Hein, S. (1999): Die Olisthostrome des Mittelharzes nordwestlich von Bad Lauterberg – eine Folge akkretionärer Prozesse. *Neues Jahrbuch Geologie und Paläontologie, Abhandlungen* **211** (3): 355-410.
- Haude, R. (1992): Scyphocrinoiden, die Bojen-Seelilien im hohen Silur–tiefen Devon. *Palaeontographica (A: Paläozoologie, Stratigraphie)* **222**: 141-187.
- Huckriede, H.; Wemmer, K. & Ahrendt, H. (2004): Paleogeography and tectonic structure of allochthonous units in the German part of the Rhenohercynian Belt (Central European Variscides). *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)* **93**: 414-431. <http://dx.doi.org/10.1007/s00531-004-0397-4>
- Huckriede, H. & Wemmer, K. (2006): Reply to Hüneke's (2005) comment. *International Journal of Earth Sciences (Geologische Rundschau)* **95**: 173-175. <http://dx.doi.org/10.1007/s00531-005-0506-z>
- Jäger, H. (1991): Die Graptolithenzonen des Harzes. *Zentralblatt Geologie Paläontologie, Teil I* **1991** (5): 1322-1323.
- Koll, J. (1984): Strukturanalyse allochthoner Serien des Südharz-Paläozoikums. *Braunschweiger geologisch-paläontologische Dissertationen* **1**: 1-124.
- Lippert, C. (1999): Faziesausbildung und lithologisch-petrographische Zusammensetzung der Gesteine des Tanner Grauwacken-Zuges (Harz). *Dissertation, Gottfried Wilhelm Leibniz Universität Hannover*: 121 S.
- Luppold, F. W. (2016): Ergebnisbericht über Condontenproben vom Ostufer des Oderstausee, TK Zorge 4329, leg. Maren Zweig 1988. *Unveröffentlichter Bericht, Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe*: 2 S.
- Poll, K. (1970): Zur Tektonik der westlichen Harzgeröder Falten- und Schuppenzone im Harz (Deutschland). *Geotektonische Forschungen* **37**: 1-72.
- Redtmann, T. & Friedel, C.-H. (2012): Ein Längsprofil durch den Harz auf der Basis von b0-Parameter und Illitkristallinität. *Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften, Beiheft* **28**: 39-43.
- Santelmann, C. (2016): Deformationsgefüge und tektonische Polarität an der Basis der Gießen-Harzdecke im Bereich der Odertalsperre bei Bad Lauterberg. *Unveröffentlichte Masterarbeit, Georg-August-Universität Göttingen*: 71 S.
- Schwab, M. (1976): Beiträge zur Tektonik der Rhenohercynischen Zone im Unterharz. *Jahrbuch Geologie [1969/70]* **5** (6): 9-117.
- Theye, T. & Friedel, C.-H. (2012): PT-Daten aus niedriggradigen Metavulkaniten der Tiefbohrung Hasselfelde 1-83 (Mittelharz). *Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften, Beiheft* **28**: 51-56.
- Wachendorf, H. (1986): Der Harz - variszischer Bau und geodynamische Entwicklung. *Geologisches Jahrbuch, (A: Allgemeine und regionale Geologie Bundesrepublik Deutschland und Nachbargebiete, Tektonik, Stratigraphie, Paläontologie)* **91**: 3-67.

Walliser, O. H. & Alberti, H. (1983): Flysch, olistostromes and nappes in the Harz Mountains. In: Martin, H. & Eder, F. W. (Ed.): *Intracontinental Fold Belts*: 145-169.

Cite this article: Friedel, C.-H.; Santelmann, C.; Leiss, B.; Wagner, B. & Zweig, M. (2016): Wildflysch versus tektonische Mélange – Gefügemerkmale und Interpretation der Odertalmélange (Südharz, Odertalsperre/Bad Lauterberg). In: Friedel, C.-H. & Leiss, B. (Hg.): *Harzgeologie 2016. 5. Workshop Harzgeologie – Kurzfassungen und Exkursionsführer. Göttingen Contributions to Geosciences* **78**: 99–110.

http://dx.doi.org/10.3249/978-3-86395-292-1_18

Stopp 7: Gefüge und Genese der Scharzfelder Mélange (Scharzfeld, am Dolomitwerk)

Carl-Heinz Friedel¹

¹Karl-Marx-Str. 56, 04158 Leipzig;
Email: chfriedel@gmx.de

Göttingen
Contributions to
Geosciences
www.gzg.uni-goettingen.de

78: 111-117, 5 Abb. 2016

Lokation

Scharzfeld, Flußbett der Oder am Dolomitwerk der Rheinkalk HDW GmbH, am Dolomitweg östlich der kleinen alten Oderbrücke, GK 25 Bl. 4328 Bad Lauterberg, Koordinaten (GK3): H 5721860, R 3596410.

Einführung

In Scharzfeld ist auf dem Betriebsgelände des Dolomitwerks der Rheinkalk HDW GmbH (Lhoist-Gruppe) etwa am S-Ende des Dolomitwegs hinter dem Flachbau im Flussbett und Uferbereich der Oder ein Gesteinsvorkommen aufgeschlossen, das zu den besten Aufschlüssen des Scharzfelder Olisthostroms gezählt wird (Günther & Hein 1999). Das Vorkommen liegt in Verlängerung des in die Tanner Zone eingeschuppten Scharzfelder "Sattels" und wird im SE und NW von Tonschiefern und Grauwacken der Tanner Zone begrenzt.

Das Vorkommen besteht aus einer nahezu senkrecht stehenden Abfolge tonig-sandiger Gesteine mit überwiegend Block-in-Matrix-Gefüge (kurz Bimrocks). Die in schiefriger Matrix eingelagerten Blöcke bzw. Klasten sind lithologisch sehr unterschiedlich (Abb. 1), so dass dieses Vorkommen als Mélange zu bezeichnen ist. Diskordant überlagert wird die Mélange von kavernösem Zechsteindolomit.

Geologisch aufgenommen und erstmals beschrieben wurde dieses Bimrockvorkommen von Buchholz et al. (1989, 1994), die es als tektonisch überprägtes Olisthostrom der von Buchholz et al. (1990) etablierten unterkar-

bonischen Wildflysch-Einheit (Buchholz et al. 1990) ansahen. Zweifel an der Interpretation als Olisthostrom äußerten Friedel & Zweig (2013), die dieses und andere Vorkommen eher als tektonische Mélange interpretierten. Die hier mitgeteilten strukturgeologischen Daten des Aufschlusses sollen helfen, die Entstehung dieser Mélange besser verstehen und interpretieren zu können.

Lithologie und strukturelle Merkmale

Die im Flussbett und Uferbereich der Oder aufgeschlossenen Schichten streichen variszisch (NE-SW) und fallen steil nach SE und NW ein (Abb. 2). Die gesamte Abfolge ist im Wesentlichen schichtparallel geschiefert, so dass ein gut geregeltes tektonisches S-Flächengefüge dominiert, ohne dass im Aufschluss zwischen Schichtung (s0) und erster Schieferung (s1) unterschieden werden kann. Das S-Flächengefüge (s0//s1) wird von winklig dazu angeordneten Kleinstörungen (Scherbänder) durchsetzt, die dem Gesteinsgefüge teilweise den Charakter eines S-C-Gefüges

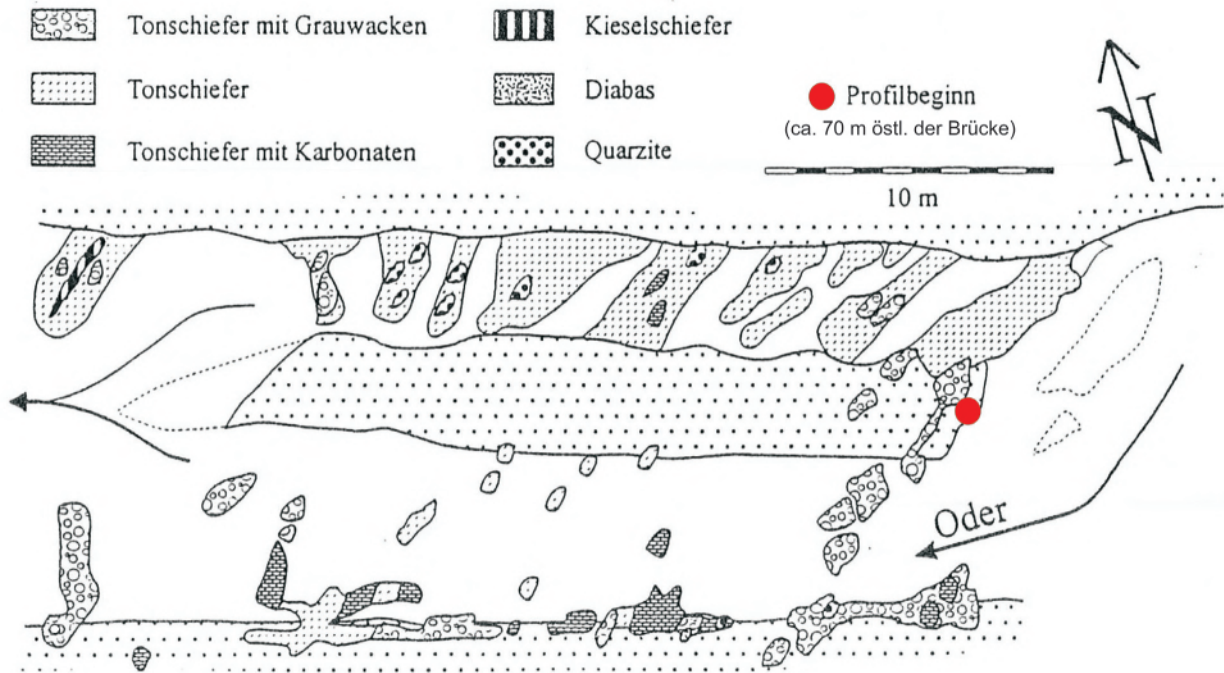


Abb. 1: Geologische Skizze der Mélange im Bachbett der Oder am Dolomitwerk der Rheinkalk HDW GmbH (früher Wülfrath) in Scharzfeld. Abbildung aus Buchholz et al. (1994: Abb. 4.9), Profilbeginn ca. 40 m östlich der kleinen alten Oderbrücke. Bildmitte: inselartiger Bereich (z. T. Anstehendes). Die Schichten fallen steil nach SE und NW ein und sind deutlich deformiert. Das Vorkommen zeichnet sich durch lithologische Vielfalt der Klaster aus und wurde bisher zum Scharzfelder Olisthostrom gestellt (s. Text).

verliehen. Es überwiegen NE–SW-streichende Scherbänder mit sinistralen Versatz, die statt C-Flächen eher eine extensionale Krenulationsschieferung (C') darstellen (steile Faltenachsen, horizontale Gleitstriemung), wobei die S-Flächen die Hauptscherebene bilden (Abb. 2, 3a, 4b).

Lithologisch dominieren ruschlige Tonschiefer, in die Blöcke bzw. Klaster unterschiedlicher Lithologien eingelagert sind. Nach Buchholz et al. (1994) überwiegen als Klaster Grauwacken und Quarzite sowie Flinz- und Knollenkalk (tieferes Oberdevon bis doIIb biostratigraphisch belegt), selten sind Kieselschiefer und Diabas als Klaster vorhanden (Abb. 1). Die Blöcke erreichen Größen bis zu einem Kubikmeter. Zahlreiche Grauwackeblocke, darunter ein über 1 m³ großer Grauwackeblock bilden im Osten den Beginn der inselartigen Erhebung (Anstrom). Die Klaster sind eingeregelt und meist linsenförmig deformiert (Abb. 3a, 4). Die Längsachsen der Klaster sind zumeist annähernd horizontal und parallel zum S-Flächengefüge orientiert (Abb. 2, 4a). Diese bevorzugte Streckung spiegelt sich auch im Verhältnis der Kurz- und Langachsen der Klaster wider (k/l : ca. 0,7; acht freigelegte Klaster). Vereinzelt sind auch Klaster vorhanden, deren Längsachse in Einfallrichtung liegt. Beide Richtungen sind auch als Gleitstriemen vertreten. Damit verbunden sind blockinterne Harnischflächen, welche die Streckung und Fragmentierung der Blöcke noch verstärken (Abb. 4a).

Auffallend ist die lineare Anordnung von Klaster gleicher Lithologie, die sich über mehrere Meter erstrecken können (Abb. 4c). Das am östlichen Ende der Insel befindliche Grauwackevorkommen ist in streichender Verlängerung auch noch weiter südwestlich am Hang vorhanden, es lässt sich somit etwa 20 m weit verfolgen.

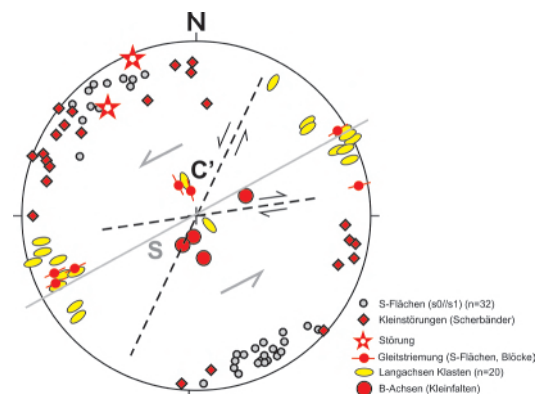


Abb. 2: Raumlage der wesentlichen Gefügemerkmale im Aufschluss. Beachte das steile Einfallen der S-Flächen (Schichtung etwa parallel zur Schieferung, $s0/s1$), die steilen B-Achsen von Kleinfalten und die S-parallele, aber flache Lage der Längsachsen der Klaster. Einige Klaster sind an Kleinstörungen mit der Schieferung rotiert worden. Neben dem S-Flächengefüge tritt ein NE–SW-streichendes Kleinstörungsgefüge mit bevorzugt sinistralen Bewegungssinn hervor, das ein grobes S-C'-Gefüge bildet (s. Text).

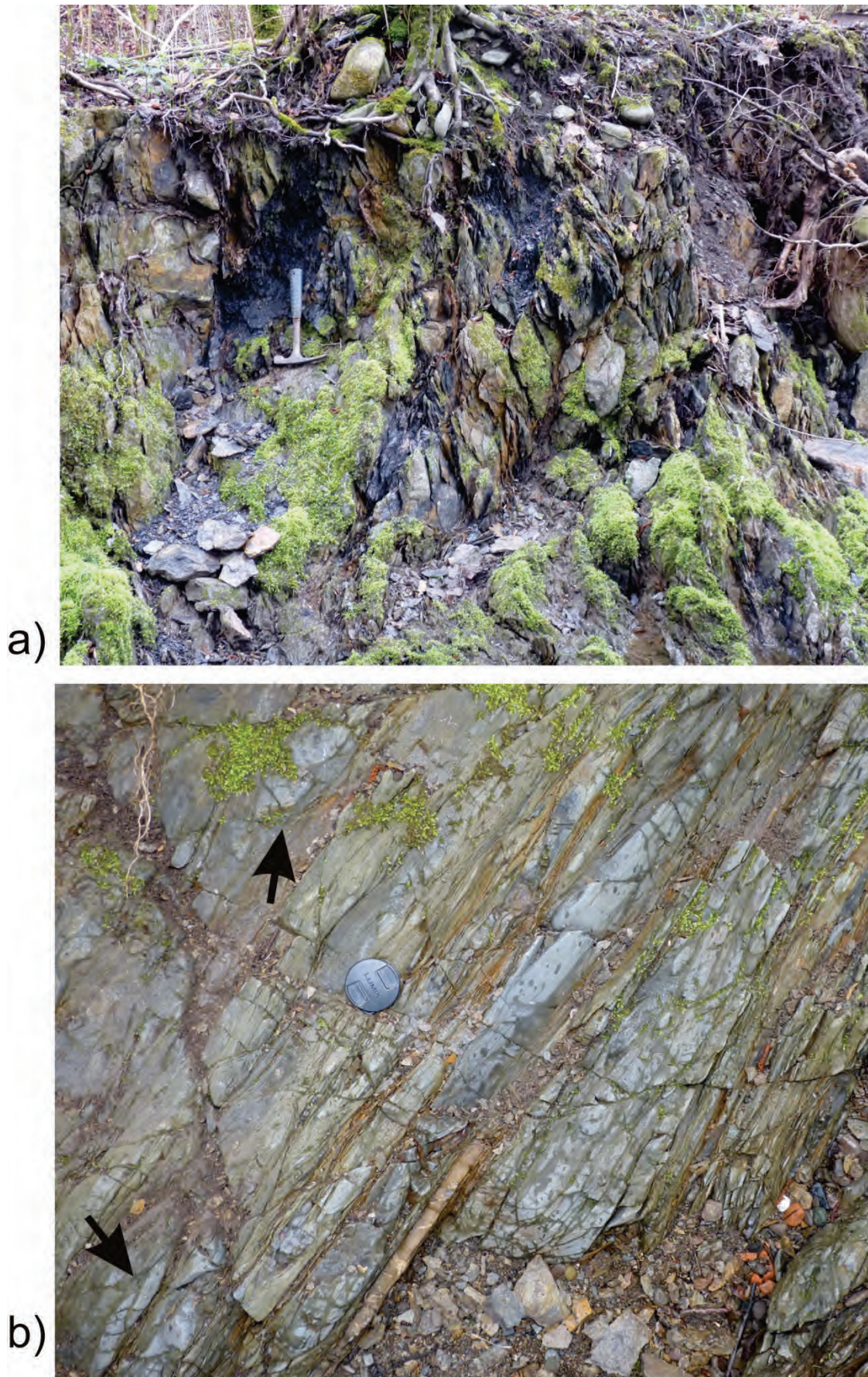


Abb. 3: (a) Steilstehender ruscheliger Tonschiefer mit zahlreichen Klasten. Das Gestein wird von etwas flacher einfallenden Scherbändern durchsetzt, die den Blöcken eine Phacoid-Form verleihen (Versatz dextral, vgl. Abb. 2). (b) Siltige Tonschiefer im Wechsel mit helleren sandigen Lagen bilden insgesamt noch mehr oder weniger intakte Bereiche mit nur initialer Boudinage und Zerschierung der kompakteren sandigen Lagen (Pfeile). Maßstäbe: Hammer bzw. Kameradeckel (6 cm).

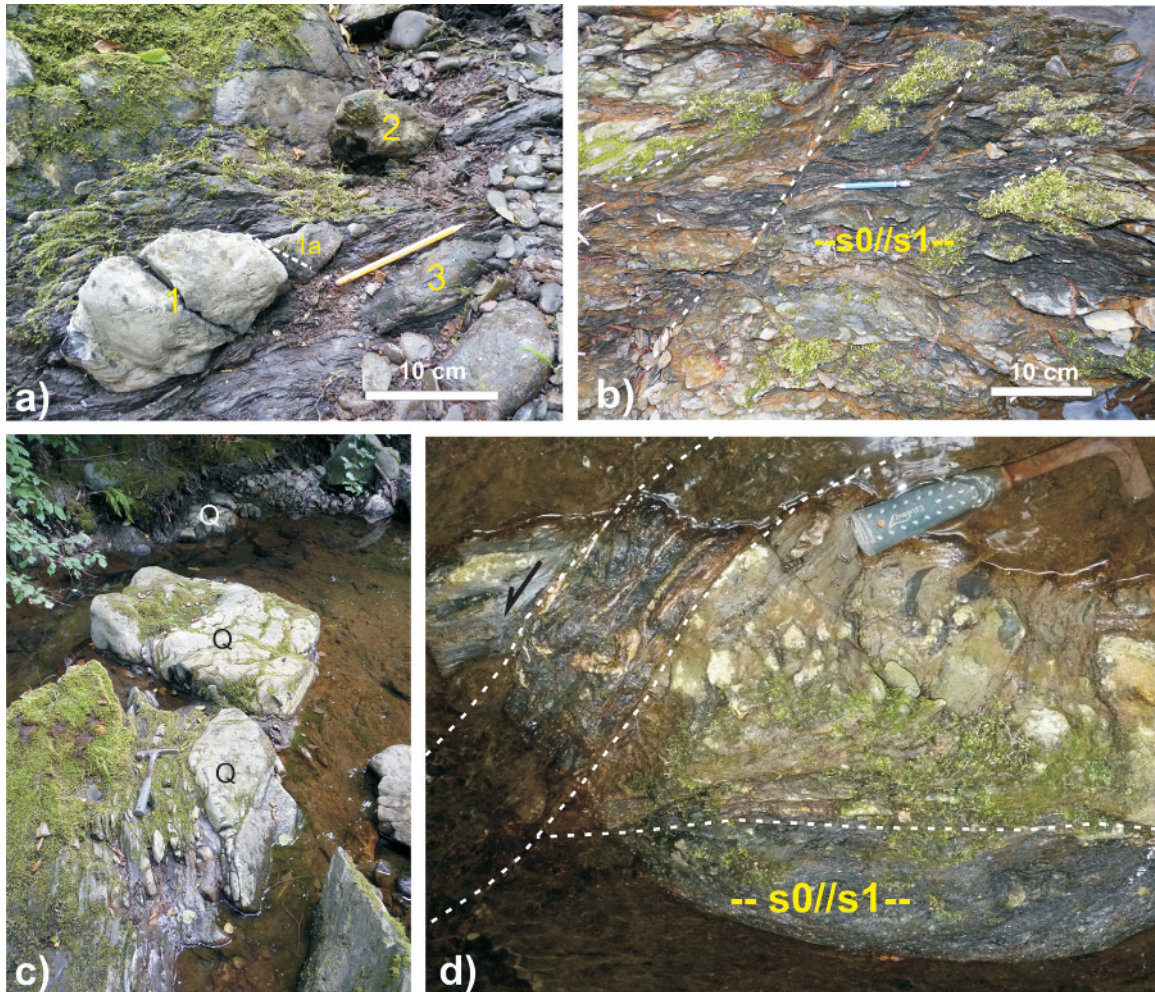


Abb. 4: Strukturelle Ausbildung von Tonschiefern mit typischem Block-in-Matrix-Gefüge (Bimrock, s. Text). Die tonige Matrix ist deutlich und annähernd schichtparallel geschiefert (s_0/s_1). (a) Durch die Strömung unterschiedlich stark freigelegte Blöcke (1–3) im Tonschiefer. Beachte die schieferungsparallele und bevorzugt flach ausgerichtete Längung der Klasten bzw. Blöcke 1 und 2 (vgl. Abb. 2), die durch blockinterne Scherflächen noch verstärkt wird (Block 1a). (b) Winklig zum S-Flächengefüge ($S = s_0/s_1$) angeordnete NE–SW-streichende Scherbänder (C' -Flächen) durchsetzen tonschieferreiche Partien mit sinistralen Versatz (s. auch Abb. 2). (c) S-parallel verfolgbare Quarzitboudins (Q), die äußere Begrenzung des mittleren Blocks korreliert mit der Lage von NE–SW-streichenden Scherbändern. (d) Dunkler karbonatischer Tonschiefer durchschneidet das S-parallele Hauptgesteinsgefüge (horizontal). Diese Strukturzone verläuft ebenfalls parallel zu den NE–SW-streichenden Scherbändern.

Bereichsweise treten siltige Tonschiefer auf, die mit kieselligen oder karbonatischen sandigen Lagen feine Wechselfolgen bilden, so dass die Schichtung partienweise noch gut erkennbar ist. Diese Wechselfolgen erscheinen als mehr oder weniger intakte Bereiche, in denen die kompetenteren sandigen Lagen aber ebenfalls z. T. linsenförmig deformiert, boudiniert, verfaultet oder zerschert sind (Abb. 3b). Das Ausmaß der Deformation in solchen Wechselagerungen verdeutlicht Abbildung 5. Intensiv zerschert sind vor allem die Scharnierbereiche von Falten (Abb. 5b–d), wohingegen die Schenkel eher boudiniert sind (Abb. 5a). Wesentlich ist, dass die Scherbahnen der Schieferung folgen und die Schieferung durch diese Scherbahnen versetzt oder rotiert wird. Das gilt auch für Strukturen, die auf den ersten Blick chaotischen synsedimentären Rutschungsgefügen ähneln mögen (Abb. 5c–d).

Die Deformationsgefüge in den intakt erscheinenden Wechselfolgen unterscheiden sich nicht wesentlich von denen in den tonreichen Bimrocks, sie differieren nur im Grad der Fragmentierung bzw. in der Intensität der Boudinagen der rigiden Gesteinskomponenten. Das gilt insbesondere für linear aufgereichte Klasten gleicher Lithologie in den Bimrocks, die sehr wahrscheinlich ehemals zusammenhängende schichtige Einlagerungen rigider Komponenten in stärker tonigem Gestein darstellten. Das gemeinsame Vorkommen von Klasten unterschiedlicher Lithologien erfordert im Falle einer tektonischen Genese das Vorhandensein von Durchbruchstrukturen (out-of-sequence-Strukturen). Eine solche Struktur konnte im Kleinen auch nachgewiesen werden (Abb. 4d). Raumlage und Schersinn dieser ca. 10 cm breiten mineralisierten Strukturzone entsprechen den prominenten NE–SW-streichenden C' -Flächen (Abb. 2).

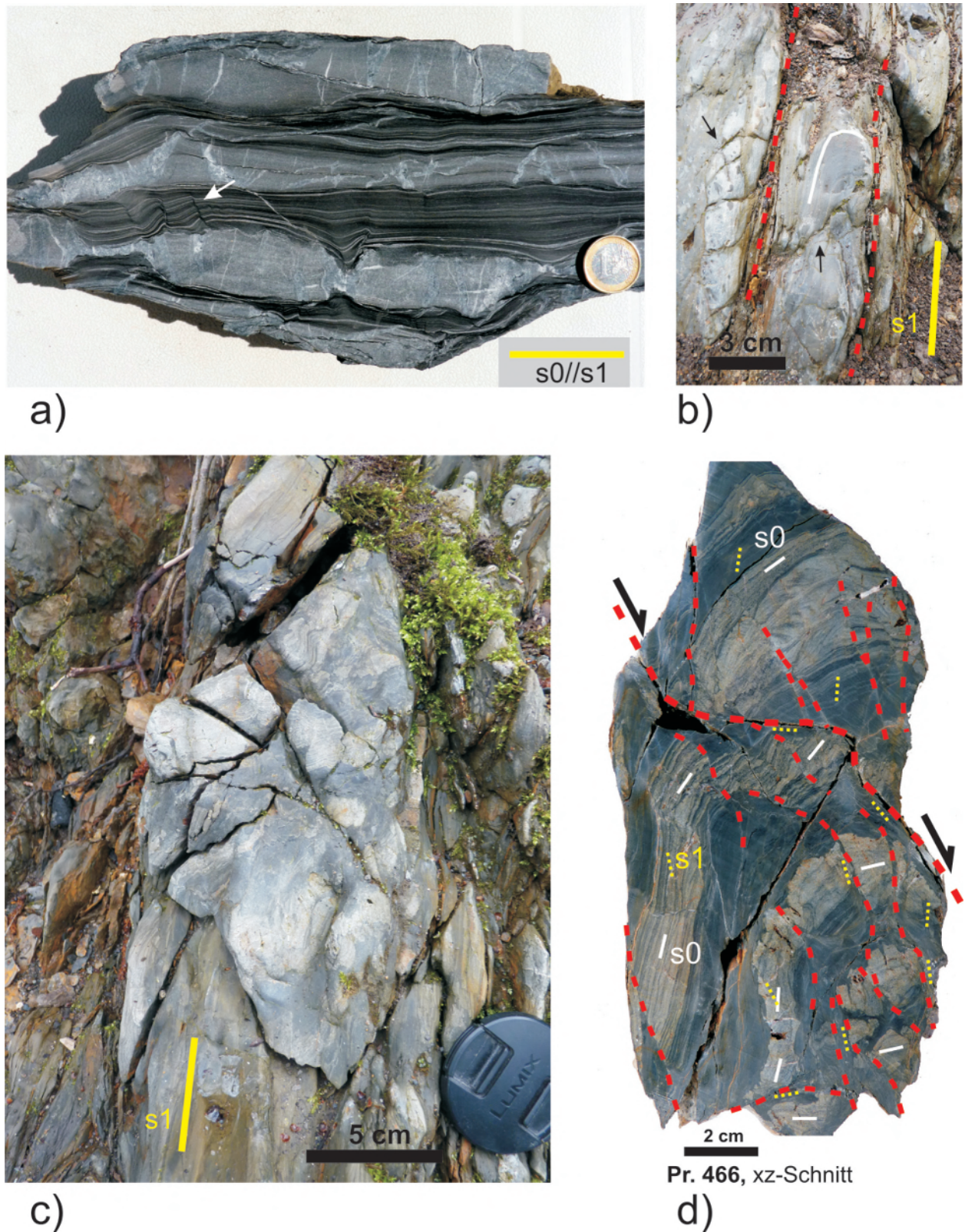


Abb. 5: Strukturelle Ausbildung von Wechsellagerungen aus siltigen Tonschiefern und kieseligen oder karbonatischen sandigen Lagen. **(a)** Wechselfolge aus Tonschiefer und karbonatischen Lagen (Lesestein, bei Friedel & Zweig 2013 fälschlich als quarzitische Lagen beschrieben). Beachte die starke Boudinage und beginnende Fragmentierung der sandig-karbonatischen Lagen. Mit Calcit und Quarz mineralisierte Klüfte (z. T. Scherflächen, oben) treten nur in den kompetenten Karbonatlagen und dort bevorzugt in den stark gestreckten Bereichen auf (necking-Zonen). Die Schichtung verläuft parallel zur Schieferung (s_0/s_1), links beginnt sich ein zweites Schieferungsgefüge zu entwickeln (Pfeil). **(b)** Parallel zur Schieferung abgeschertes Faltenscharnier. Beachte die zahlreichen Scherflächen winklig zu s_1 (Pfeile). **(c), (d)** Durch zahlreiche Scherflächen (rot) im Scharnierbereich einer Kleinfalte fragmentierte tonig-quarzsandige Wechsellagerung. Beachte, dass durch die Scherbahnen nicht nur die Schichtung, sondern auch die Schieferung versetzt bzw. rotiert wurde (siehe **(d)**, xz-Anschluss, Lokation vgl. Abb. 5c; Pr. 466: Sammlung M. Zweig).

Diskussion und Schlussfolgerung

Buchholz et al. (1994) sahen dieses Vorkommen als deformiertes Olisthostrom an, das der von Buchholz et al. (1990) etablierten tief-unterkarbonischen Wildflysch-Einheit angehört. Auch Hahlbeck (1990) und Günther & Hein (1999) interpretierten die meisten Bimrockvorkommen der Region als deformierte Olisthostrome. Sie ordneten das Vorkommen am Dolomitwerk dem Scharzfelder Olisthostrom zu, das im Gegensatz zur Auffassung von Buchholz et al. (1990) aufgrund des Vorkommens unterkarbonischer Grauwackeklasten aber erst im höheren Unterkarbon entstanden sein soll (Günther & Hein 1999).

Die variszische Deformation der aufgeschlossenen Gesteinsfolge ist unter anderem durch die Steilstellung der Schichten und die intensive Schieferung unverkennbar, sie äußert sich aber auch durch zahlreiche Scherbänder, die winklig zum S-Flächengefüge verlaufen und bis zur Bildung weitständiger S-C-artiger Gefüge führen. Als Hinweis auf die ursprünglich sedimentäre Entstehung dieser Mélange wurden von Buchholz et al. (1994: S. 103) das Nebeneinander lithologisch unterschiedlicher Klasten und die Orientierung von Quarzitklasten angeführt, weil deren Längsachse quer zum umgebenden S-Flächengefüge ausgerichtet ist. Beide Argumente sind jedoch nicht ausreichend, um eine sedimentäre Genese dieser Mélange zu begründen. So zeigten die Untersuchungen von Koll (1984), dass die Längsachsen der Blöcke (Phacoide) sowohl quer zum als auch in Richtung des NW-gerichteten tektonischen Transports ausgerichtet sein können.

Im vorliegenden Fall sind die Längsachsen der Klasten bzw. Blöcke bevorzugt NE–SW und damit parallel zur B-Achse des Großfaltenbaus ausgerichtet. Auch wenn die äußere Form einiger Klasten vom S-Flächengefüge abweicht, lässt sich daraus noch keine sedimentäre Entstehung des Klastgefüges ableiten, da die Fragmentierung und damit die Begrenzung der Klasten auch durch winklig zum S-Flächengefüge angeordnete Scherflächen beeinflusst wurde (Abb. 4c, 5a, 5d). Begleitet wird die Fragmentierung und Boudinage von häufig s1-parallel ausgerichteter faseriger Mineralisation.

Aus der oft linearen Anordnung lithologisch gleicher Klasten in Bimrocks und dem Auftreten gescherter, insgesamt aber noch intakt erscheinender Wechselfolgen, die prinzipiell die gleichen strukturellen Merkmale wie die tonreichen Bimrocks aufweisen, ist weiterhin zu folgern, dass hier keine unsortierte sedimentäre Mélange vorgelegen hat, die nachträglich lediglich durch Deformation überprägt wurde. Vielmehr weist die deutliche Relation zum variszischen Flächengefüge auf eine tektonische Fragmentierung und Boudinage. Dabei haben im untersuchten Aufschluss nicht nur NW-gerichtete Tektonik, sondern auch horizontale Scherung zur Fragmentierung und Streckung des Gesteinsgefüges unmittelbar beigetragen.

Auch an diesem Vorkommen wird deutlich, dass die Fragmentierung der Klasten zu einem wesentlichen Teil erst während der variszischen Deformation stattgefunden hat. Hinweise auf frühe Deformationsgefüge wurden nicht gefunden. Der Nachweis, dass es sich ursprünglich um eine sedimentäre Mélange handelt, ist bei starker nachträglicher Deformation zweifellos schwierig (z. B. Hsü 1974; Orange 1990; Osozawa et al. 2009; Pini 1999), aber nur durch den Nachweis entsprechender sedimentärer und struktureller Gefüge kann auch wirklich davon ausgegangen werden. Ein Großteil der bisher herangezogenen Gefügemerkmale ist dafür ungeeignet oder unzureichend.

Fehlende Erfassung oder Berücksichtigung vor allem der Schieferung als wichtiges Bezugselement für variszische Tektonik führte auch im Bereich des Scharzfelder Olisthostroms zu Fehlinterpretationen der Gesteinsgefüge als Rutschungs- oder ähnliche frühe Deformationsgefüge (z. B. Hahlbeck 1990). Das variszische Gefüge ist zwar allgegenwärtig, aber erweist sich in Form und Ausbildung oft als komplexer als es bisher angenommen wurde. Es ist daher auch nicht überraschend, dass Günther & Hein (1999) aufgrund ihrer Kartierungen im Westteil der Tanner Zone zu dem Schluss kommen, dass das Herzberger, Scharzfelder und Bad Lauterberger Olisthostrom als Scherbahnen einer variszischen Schuppentektonik fungierten. Diese Störungstektonik bildet zusammen mit der kontrastreichen Lithologie der devonischen und unterkarbonischen Abfolgen wohl die eigentliche Ursache für das Auftreten der Block-in-Matrix-Gefüge in diesem Teil der Tanner Zone (s. auch Stopp 6, Friedel et al. 2016).

Literatur

- Buchholz, P.; Wachendorf, H. & Zweig, M. (1989): Synsedimentäre versus tektonische Deformation im Harz-Paläozoikum: Rutschung – Schlammlstrom – Olisthostrom – Mélange. 141. *Hauptversammlung der Deutschen Geologischen Gesellschaft. Exkursionsführer, Exkursion E4*: 139-170.
- Buchholz, P.; Wachendorf, H. & Zweig, M. (1990): Resedimente der Präflysch- und der Flysch-Phase – Merkmale für Beginn und Ablauf orogener Sedimentation im Harz. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie* **179** (1): 1-40.
- Buchholz, P.; Büthe, F.; Ganssloser, M.; Trapp, E.; Wachendorf, H. & Zellmer, H. (1994): Zur Geologie des Westharzes. – *Exkursionsführer zum Leopoldina-Meeting „Der Harz in Rahmen der variszischen und postvariszischen Entwicklung“*. Exkursion C. Halle/S.: 89-135.
- Friedel, C.-H.; Santelmann, C.; Leiss, B.; Wagner, B. & Zweig, M. (2016): Wildflysch vs. tektonische Mélange – Gefügemerkmale und Interpretation der Odertalmélange (Südharz, Odertalsperre/Bad Lauterberg). In: Friedel, C.-H. & Leiss, B. (Hg.): *Harzgeologie 2016. 5. Workshop Harzgeologie – Kurzfassungen und Exkursionsführer. Göttingen Contributions to Geosciences* **78**: 99-110.

- Friedel, C.-H. & Zweig, M. (2013): Exkursionspunkt 4: Das Scharzfelder Olisthostrom bei Scharzfeld am Dolomitwerk. *Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften, Beiheft* **31**: 26-28.
- Günther, K. & Hein, S. (1999): Die Olisthostrome des Mittelharzes nordwestlich von Bad Lauterberg – eine Folge akkretionärer Prozesse. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen* **211** (3): 355-410.
- Hahlbeck, S. (1990): Subaquatisch-gravitativ umgelagerte Sedimente des Devons und Karbons um Bad Lauterberg (SW-Harz). *Mitteilungen aus dem Geologischen Institut der Universität Hannover* **31**: 105 S.
- Hsü, K. J. (1974): Mélanges and their distinction from olistostromes. *Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication* **19**: 321-333.
- Koll, J. (1984): Strukturanalyse allochthoner Serien des Südharz-Paläozoikums. *Braunschweiger geologisch-paläontologische Dissertationen* **1**: 124 S.
- Orange, D. L. (1990): Criteria helpful in recognizing shear-zone and diapiric mélanges: Examples from the Hoh accretionary complex, Olympic Peninsula, Washington. *Geological Society of America Bulletin* **102** (7): 935-951. [http://dx.doi.org/10.1130/0016-7606\(1990\)102<0935:CHIRSZ>2.3.CO;2](http://dx.doi.org/10.1130/0016-7606(1990)102<0935:CHIRSZ>2.3.CO;2)
- Osozawa, S.; Morimoto, J. & Flower, F. J. (2009): “Block-in-matrix” fabrics that lack shearing but possess composite cleavage planes: A sedimentary mélange origin for the Yuwan accretionary complex in the Ryukyu island arc, Japan. *Geological Society of America Bulletin* **121** (7-8): 1190-1203. <http://dx.doi.org/10.1130/B26038.1>
- Pini, G. A. (1999): Tectonosomes and olistostromes in the argille scagliose of Northern Apennines, Italy. *Geological Society of America Special Paper* **335**: 1-70. <http://dx.doi.org/10.1130/0-8137-2335-3.1>

Cite this article: Friedel, C.-H. (2016): Gefüge und Genese der Scharzfelder Mélange (Scharzfeld, am Dolomitwerk). In: Friedel, C.-H. & Leiss, B. (Hg.): Harzgeologie 2016. 5. Workshop Harzgeologie – Kurzfassungen und Exkursionsführer. *Göttingen Contributions to Geosciences* **78**: 111–117.

http://dx.doi.org/10.3249/978-3-86395-292-1_19

Göttingen Contributions to Geosciences 78

Dieser Band enthält Beiträge zur Geologie des Harzes und seines Umfeldes, die anlässlich des 5. Workshops Harzgeologie am Geowissenschaftlichen Zentrum der Georg-August-Universität Göttingen vorgestellt wurden. Der Band umfasst die Kurzfassungen der Vorträge und Poster und den Exkursionsführer zu dieser zweitägigen Veranstaltung.

Kurzfassungen

- Daniel Falk et al.: Lithologie und Lebewelt des Fächer- und Playa-Systems der Mittelpermischen Hornburg-Formation (Sachsen-Anhalt)
- Hans Joachim Franzke et al.: Spätpleistozäne bis holozäne Tektonik an der Harznordrand-Störung bei Benzingerode (Sachsen-Anhalt)
- Christopher Heilmann et al.: Einordnung der Nordranddioritzone in den magmatischen Kontext des Brockenmassivs
- Hartmut Knappe: Paläozoische Karststrukturen im Riffkalkstein von Iberg und Winterberg bei Bad Grund (Westharz, Niedersachsen)
- Bernd Leiss et al.: Das Rhenohercynikum als geothermischer Erkundungshorizont im Raum Göttingen
- Guido Meinhold et al.: Neue Daten zur Zusammensetzung, zum Alter und zur Herkunft paläozoischer Sandsteine im Ostharz
- Josef Paul: Diapirismus und Doming von Sulfat-Gesteinen (Zechstein, Harz)
- David C. Tanner & Charlotte M. Krawczyk: Detachment-depth prediction and isostatic restoration of the Cretaceous uplift of the Harz Mountains, North Germany
- Hilmar von Eynatten et al.: Die oberkretazische Heraushebung des Harzes: Thermochronologische und sedimentgeologische Daten
- Maximilian Zundel et al.: Magnetic fabrics and emplacement of the Rhenohercynian Brocken-Pluton in the Harz Mountains, Northern Germany
- Maren Zweig et al.: Radiometrische Datierung detritischer Zirkone aus dem „Hüttenröder Olisthostrom“ bei Königshütte (Blankenburger Zone, Mittelharz)

Exkursion

- Stopp 1: Henning Zellmer: Grauwacken-Gänge im Kulm-Kieselschiefer des Gegentals
- Stopp 2: Bianca Wagner et al.: Gefalteter unterkarbonischer Kieselschiefer am Bielstein
- Stopp 3: Christine Hoffmann: Merkmale der Turbidite in der Clausthaler Kulmfaltenzone
- Stopp 4: Carl-Heinz Friedel & Christine Hoffmann: Schichtgebundene Deformationsstrukturen in der Kulmgrauwacke (B 242)
- Stopp 5: Hartmut Knappe et al.: Das Iberger Riff im Harz
- Stopp 6: Carl-Heinz Friedel et al.: Wildflysch versus tektonische Mélange (Odertalsperre)
- Stopp 7: Carl-Heinz Friedel: Gefüge und Genese der Scharzfelder Mélange