

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 (Stopps 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

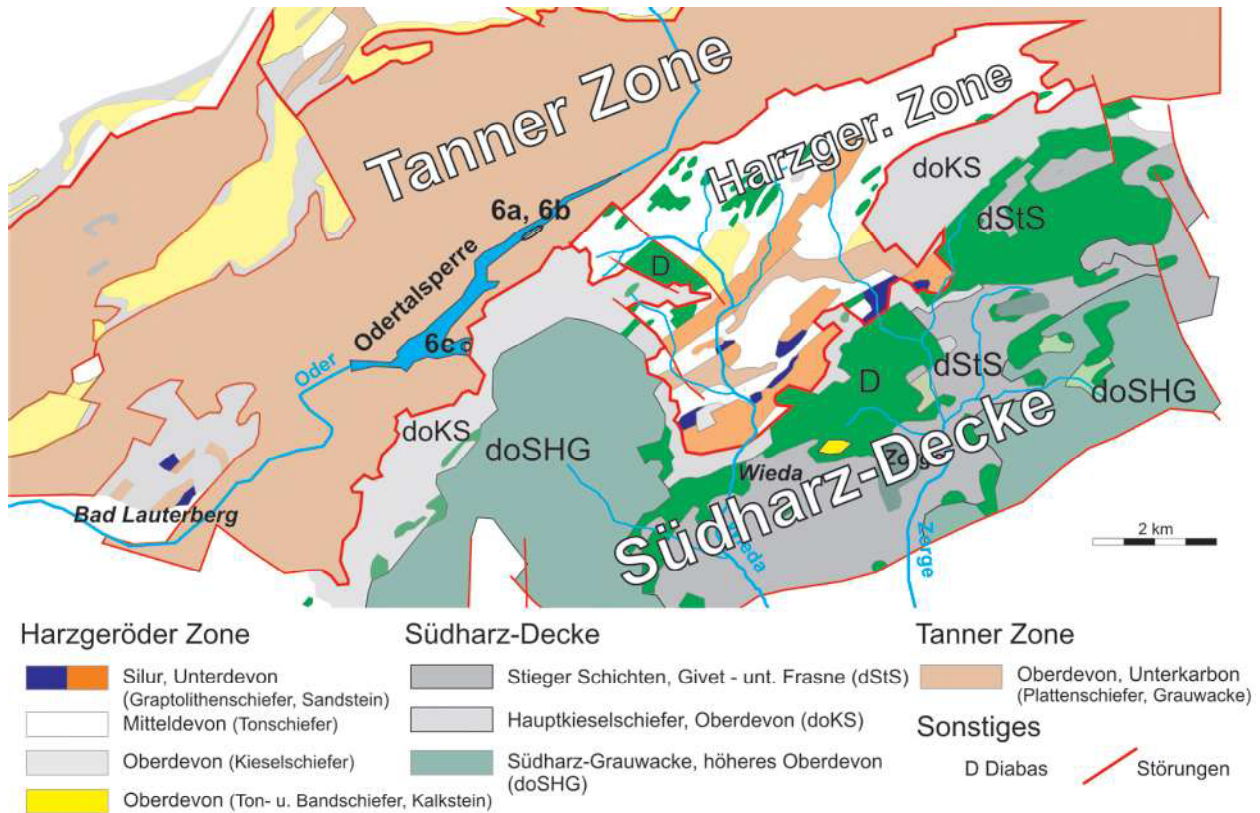


Abb. 1: Regionalgeologische Übersicht über das Aufschlussgebiet mit Lage der Aufschlüsse 6a, 6b und 6c. (Kartengrundlage: Geologische Karte Harz 1:100000, 1998)

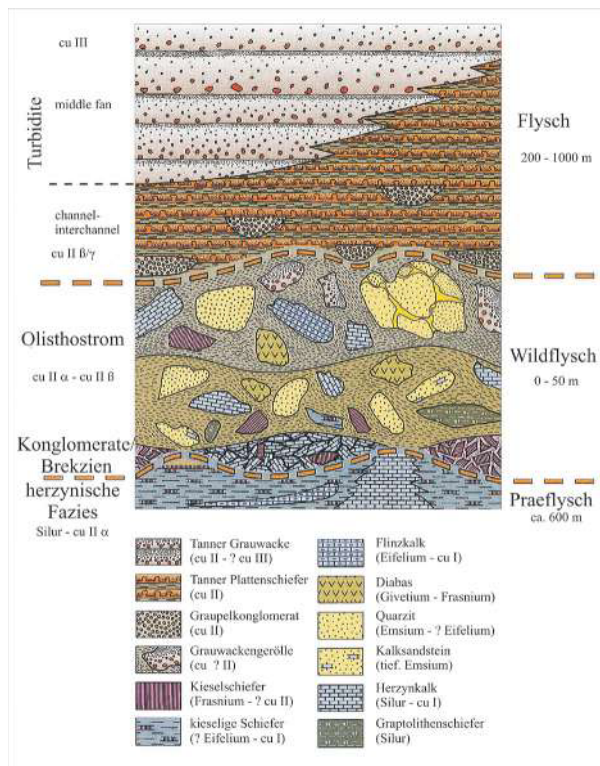


Abb. 2: Stratigraphisches Konzept der von Buchholz et al. (1990) im Westteil der Tanner Zone etablierten Wildflysch-Einheit (Abb. aus Buchholz et al. 2006). Im Westteil der Tanner Zone ist jedoch weder das Alter der Flyschablagerungen einheitlich, noch weist das Gefüge im Bereich der Odertalsperre auf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

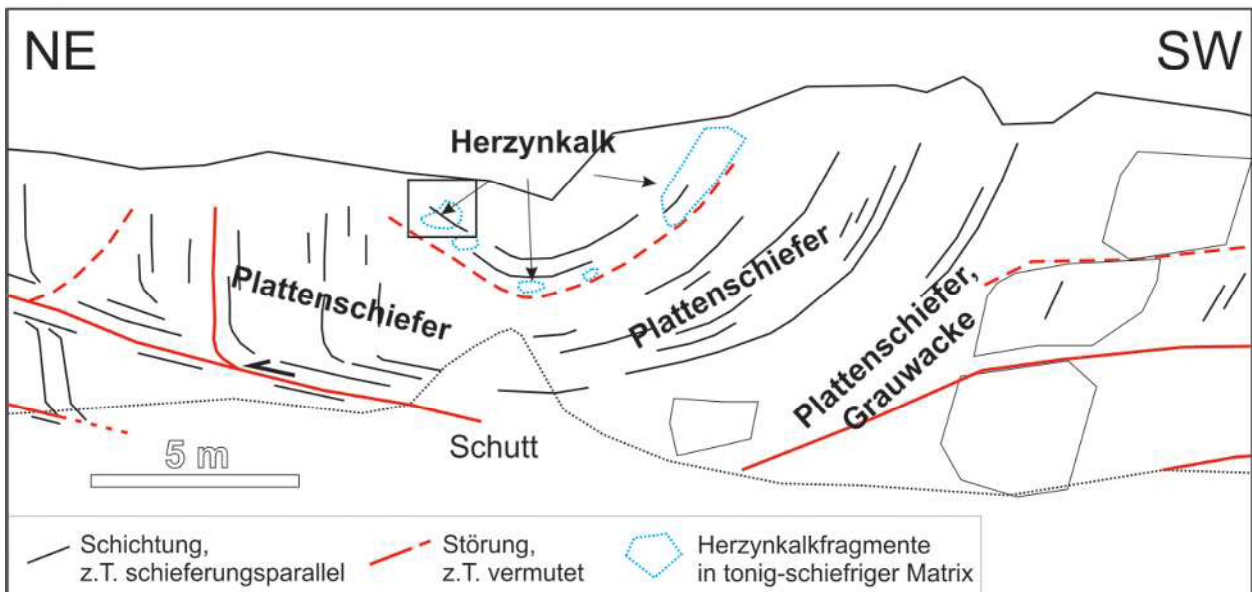


Abb. 3: Aufschluss 6a, SW-Abschnitt. Das Profil ist stark tektonisch gestört. Beachte die lagenförmige Anordnung der Herzynkalk-Fragmente (Datierung Unter-Emsium, Luppold, pers. Mitt. 1988 (s. Luppold 2016). Die Herzynkalk führende Lage ist zusammen mit dem Plattenschiefer muldenförmig gefaltet. Die 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 Klasten 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).

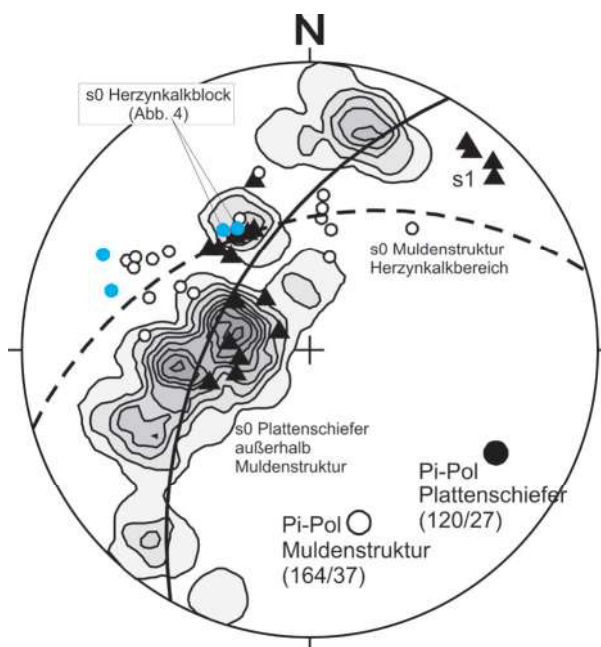


Abb. 5: Raumlage der Schichtung (s0) und Schieferung (s1) im Aufschluss 6a. Die kleinen Kreise markieren die Schichtlagerung im Bereich der Muldenstruktur (vgl. Abb. 3 und 4, blau: s0 Herzynkalkblöcke). Die zugehörige Faltenachse taucht nach SSE ein (Pi-Pol 164/37). Außerhalb der Muldenstruktur bildet 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).

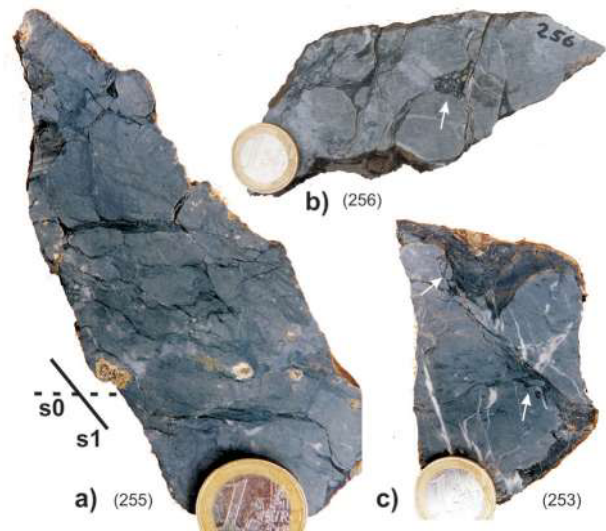


Abb. 6: Spröd-duktil tektonische Deformationsstrukturen im Herzynkalk. Beachte die Schieferung (s1) in (a) und die Brekzierung und Fragmentation entlang von Scherbahnen mit Intrusion toniger Matrix ((b), (c), s. Pfeile)

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 Pädoli-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 schrägschichteten 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 unbekanntes 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).

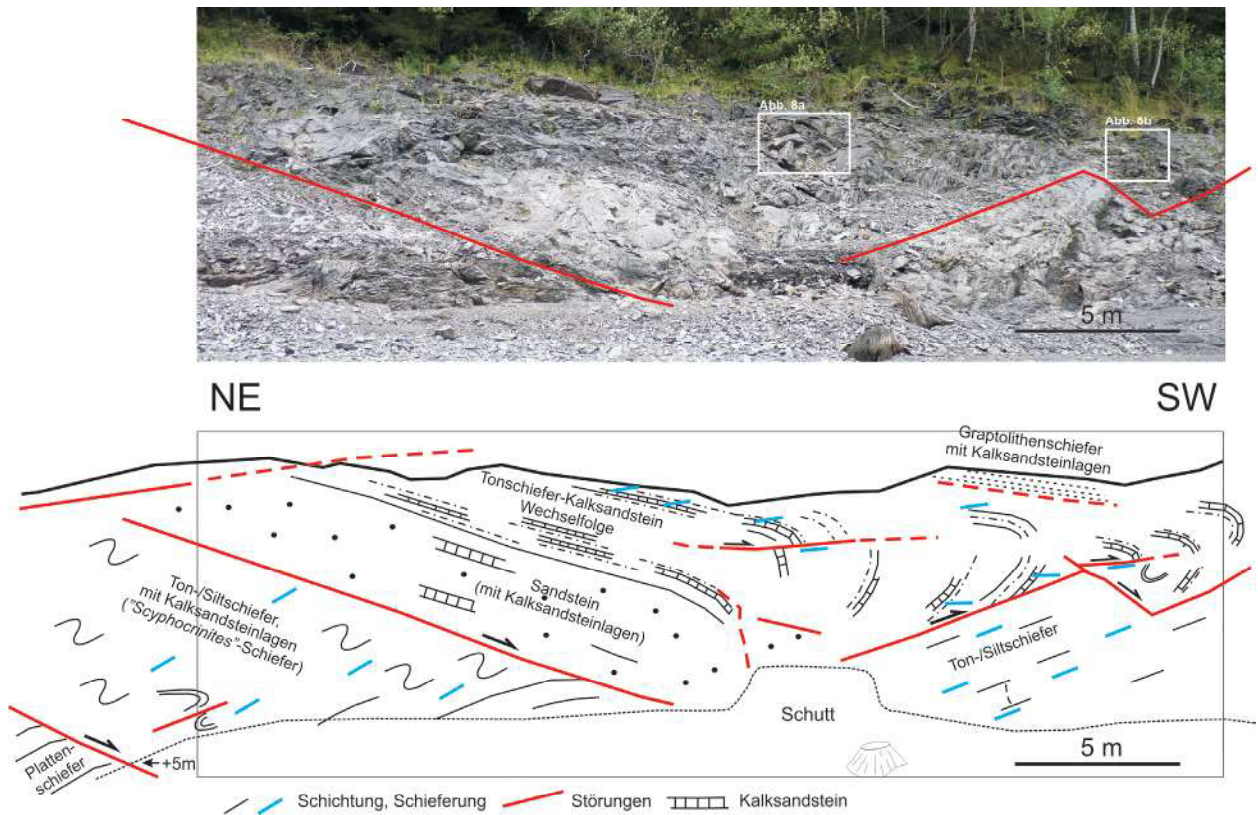


Abb. 7: Foto und Skizze von Aufschluss 6b mit oberilurischen bis unterdevonischen Lithologien und ihren Lagerungsverhältnissen (Graptolithenschiefer: ob. Ludlow, Tonschiefer-Kalksandstein-Wechselfolge: Unter-Emsium, "Scyphocrinites"-Schiefer: Prädoli; Plattenschiefer: Unterkarbon, biostratigraphische 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.

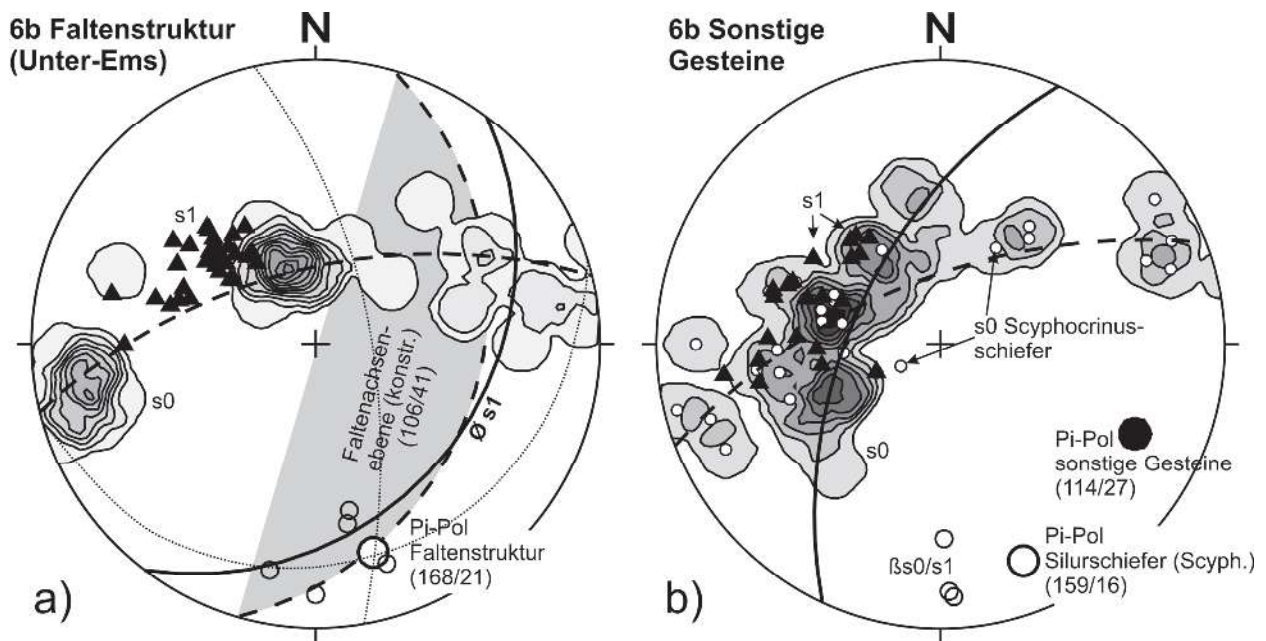


Abb. 8: Schichtung (s0) und Schieferung (Transversalschieferung, s1) im Aufschluss 6b. (a) Pi-Pol und konstruierte Achsenebene der großen Faltenstruktur der Tonschiefer-Kalksandstein-Wechselfolge (Unter-Emsium). (b) Pi-Pole des "Scyphocrinites"-Schiefers und der Plattenschiefer. Beachte die annähernd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

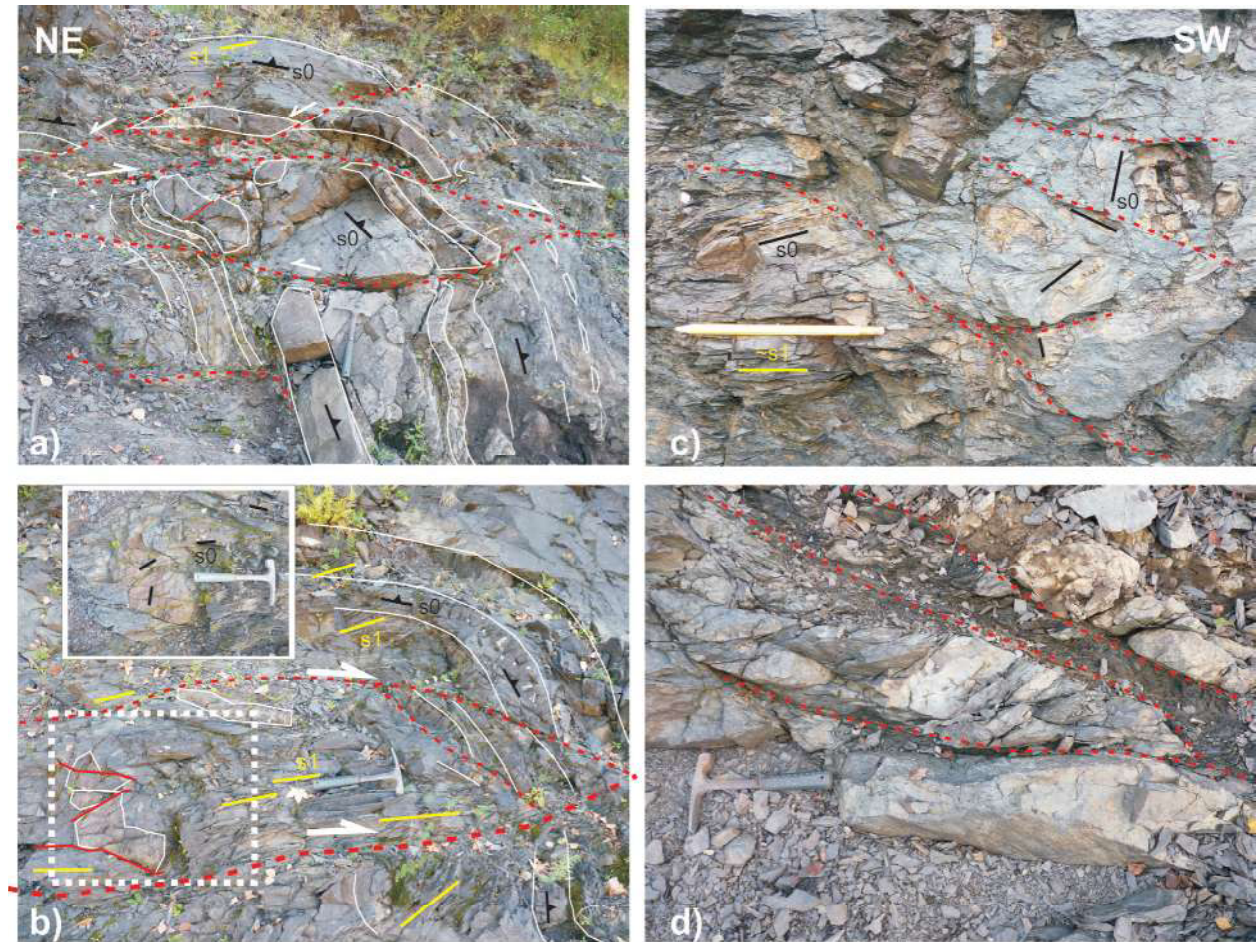


Abb. 9: Deformationsstrukturen im Aufschluss 6b. (a), (b) Zerscherzte Faltscharniere in der Tonschiefer-Kalksandstein-Wechselfolge (vgl. Abb. 7) und (c) im Ton-/Siltschiefer. Die tektonisch fragmentierten Kalksandstein- und Feinsandlagen sind teilweise subparallel zur Schieferung rotiert worden (s. Rahmen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

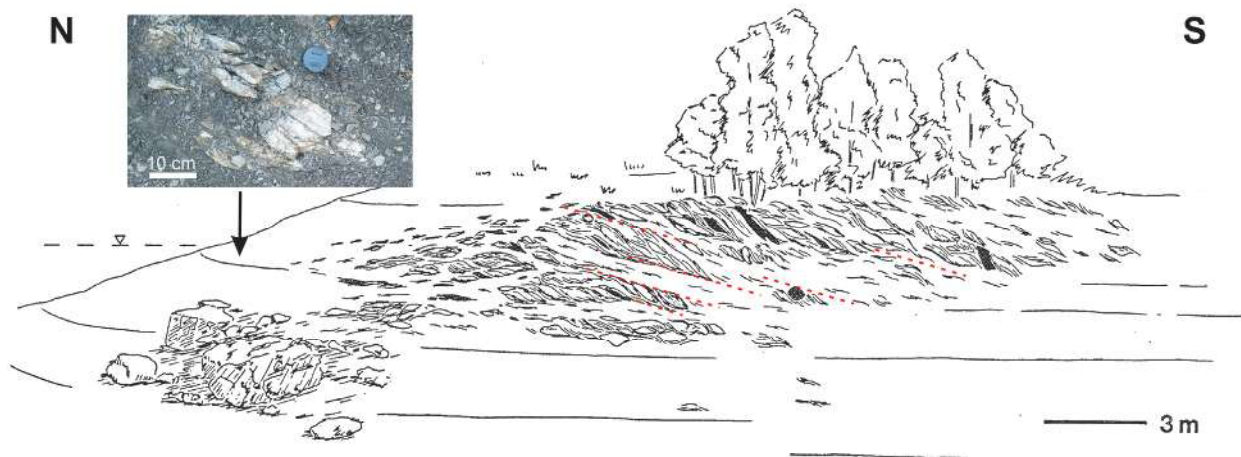


Abb. 10: Skizze von Aufschluss 6c aus Buchholz et al. (1989). Schematisch hervorgehoben sind einige der flachen Scherbahnen (C-Flächen, rot). Das Foto zeigt die neu entdeckte Kalksteinlinse vom Typ der Herzynkalk. Der Herzynkalk ist zerschert und schieferungsparallel eingeregelt.

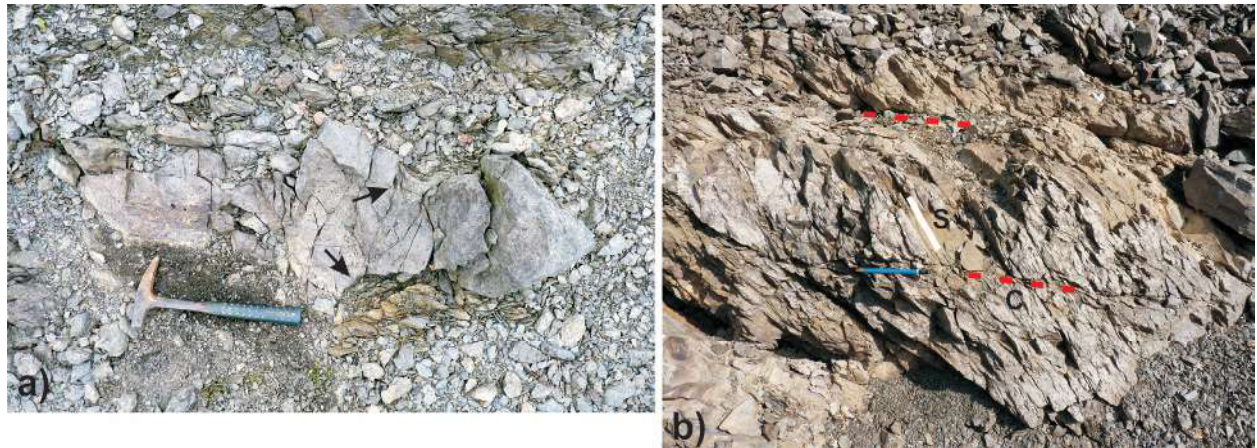


Abb. 11: (a) Schieferungsparallel gestreckter, intern zerschertter Grauwackeblock randlich mit Einfaltung von Tonschiefer in die Scherflächen (rechts) als Merkmal spröde-duktiler tektonischer Deformation. (b) S-C-Gefüge im Plattenschiefer.

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 ($s_0//s_1$) 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 Olisthstrom, 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-

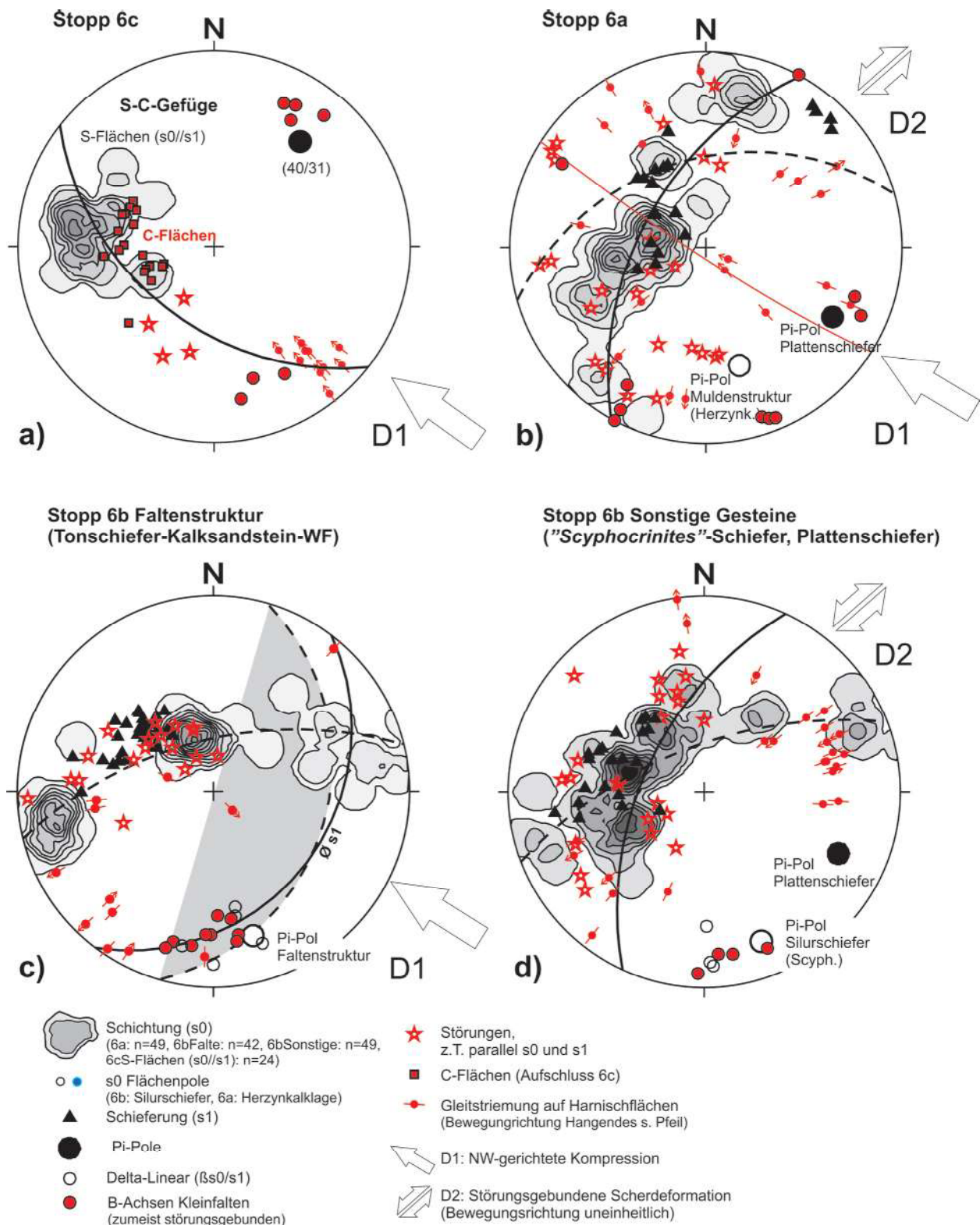


Abb. 12: Übersicht über die Gefügedaten der drei Einzelaufschlüsse 6a bis 6c, ergänzt durch das Störungsinventar (rot). D1: NW-gerichtete Kompression, D2: Annähernd quer zum NE-SW-Streichen ausgerichtete variszische Scherdeformation mit noch unbestimmter Vorzugsorientierung des tektonischen Transports (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 (B₁B'₁-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 Osthharzdecke auf (Stopp 6c, Abb. 10, 13b). Insofern bestehen hinsichtlich Klasterbestand und Gesteinsgefüge zwischen den Aufschlüssen keine wesentlichen Unterschiede, um damit auf der einen Seite eine sedimentäre (olisthostromale, Stopps 6a, 6b) und auf der

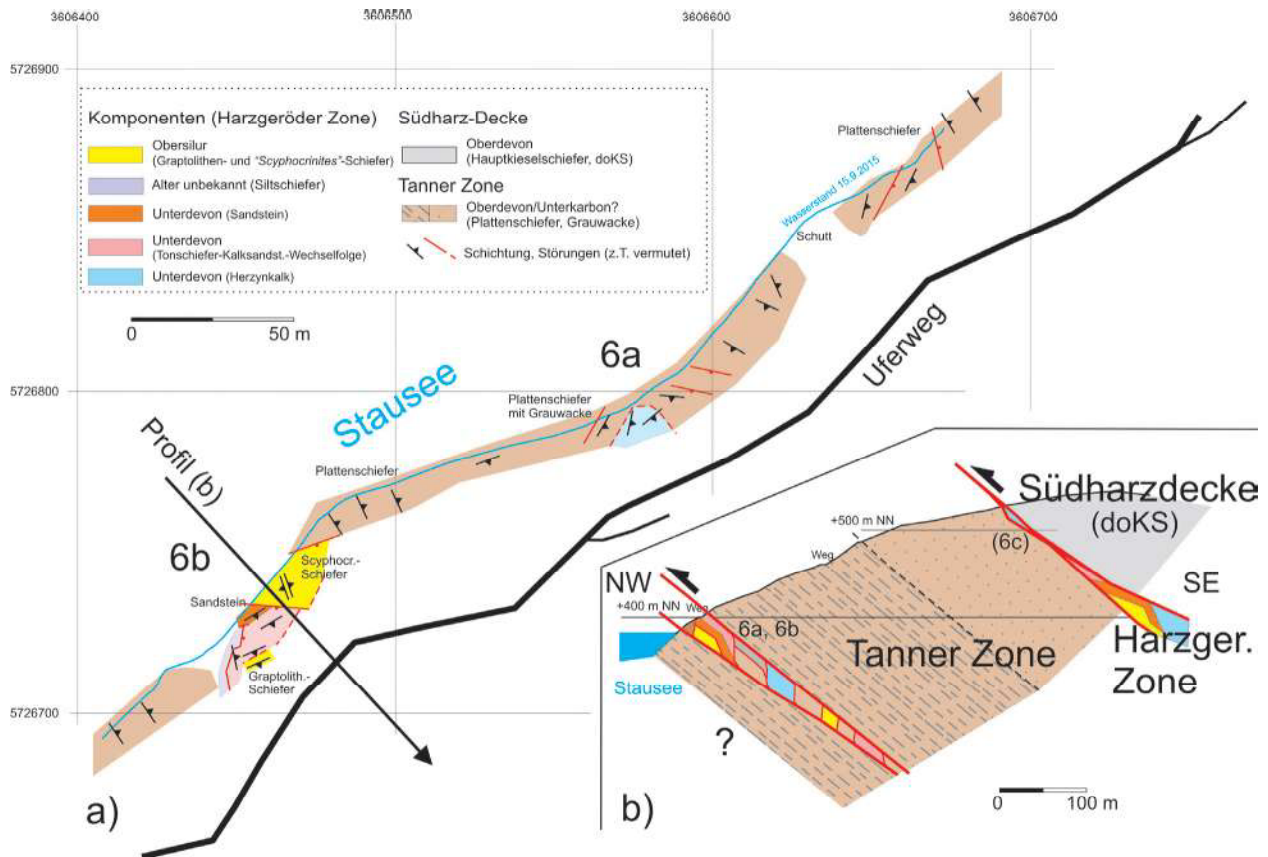


Abb. 13: (a) Grundriss und (b) schematisches Profil der benachbarten Aufschlüsse 6a und 6b (vgl. Abb. 3 und 7). Beide Vorkommen werden als Scherzone bzw. als tektonische Mélange (Odertalmélange) interpretiert. Die in dieser Scherzone enthaltenen ober-silurisch–unterdevonischen Komponenten (Großblöcke, 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 olisthostromale 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 Mélange. *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

This work is licensed under a Creative Commons Attribution-ShareAlike 4.0 International License.