

## Zur stratigraphischen Stellung der pfälzischen Oberen Felszone (Mittlerer Buntsandstein)

DORIS DITTRICH

**Kurzfassung:** Die Obere Felszone der Pfalz wird nach den darin enthaltenen frühdiagenetischen Kugelbildungen (vgl. dazu DITTRICH 2016) oft auch Kugelfelszone genannt. Sie kann Äquivalente der Detfurth- und der Hardeggen-Formation umfassen (s4- und s5-Folge). Mehrere Meter mächtige fluviatile sandige Detfurth-Äquivalente mit einer konglomeratischen Basis beschränken sich auf strukturtiefe Profile in ehemaligen linksrheinischen Trogachsen. Durch die D-Diskordanz wurden die oberen Abschnitte der Volpriehausen-Formation (s3-Folge) gekappt, transportiert und resedimentiert. Es handelte sich um proximale Äquivalente der Aviculaschichten. Hardeggen-Äquivalente, oft mit Kugelbildungen, sind durch eine regionale Erosionsdiskordanz abgetrennt. In vollständigeren Trogachsenprofilen erscheint eine eher konkordante Diskontinuitätsfläche s4/s5.

Durch die inzwischen vorliegende deutsche Buntsandstein-Synopsis (DSK 2013) wurde die stratigraphische Bewertung zahlreicher neu erhobener Befunde im pfälzischen Randbecken unterstützt. Für die s4/s5-Diskordanz ist anstelle des fehlerbehafteten neuen Begriffs „Trulbe-Diskordanz“ der Name „Harsberg-Diskordanz“ vorzuziehen.

**Abstract:** The palatinian stratigraphic unit Obere Felszone is sometimes called Kugelfelszone. This refers to ball structures that have formed during early diagenesis (compare DITTRICH 2016). This unit can comprise equivalents of s4 and s5 (Detfurth and Hardeggen Formation). Several meters thick fluvial sandstones with a basal conglomerate (Detfurth Formation) are restricted to structurally controlled old trough positions. Connected with the D-discordance the upper parts of the Volpriehausen Formation were cut, transported and resedimented. They had represented proximal equivalents of the Avicula beds. Equivalents of s5, often with ball structures, overlie a regional erosional discordance. Profiles of subsiding areas show a nearly concordant discontinuity surface instead.

The now available synopsis of the German Buntsandstein (DSK 2013) supported the stratigraphical interpretation of several new geological data concerning the palatinian marginal part of the basin. For the s4/s5 discordance („Trulbe discordance“ in DSK 2013) the more correct name „Harsberg discordance“ is proposed here.

### Inhalt

1. Einführung in die Stratigraphie des pfälzischen Mittleren Buntsandsteins
  2. Neuere Beobachtungen und Ergebnisse
  3. Stratigraphische Interpretation
- Schriften

## 1. Einführung in die Stratigraphie des pfälzischen Mittleren Buntsandsteins

Der Buntsandstein der Pfalz entstammt einer südwestlichen Randregion des Germanischen bzw. Mitteleuropäischen Beckens. Vom Liefergebiet des Gallischen Landes im Südwesten strömten die Flüsse in ostnordöstlicher Richtung zur Hessischen Senke. Die linksrheinische Buntsandstein-Fazies ist proximaler und daher gröber als diejenige in den rechtsrheinischen Gebieten im Nordosten. Im Mittleren Buntsandstein dominieren fluviatile und abschnittsweise auch äolische Sedimente, nach oben hin verringert sich das Ausmaß der äolischen Beeinflussung.

Die althergebrachte pfälzische Buntsandstein-Nomenklatur unterscheidet zwischen „Felszonen“ und „Dünnschichten“. Der erste Begriff kennzeichnet gut verfestigte, harte Sandsteine, mehr oder weniger geröllführend, mit eher schlecht gerundetem, vielfältigem Korngut. Es sind bei hoher Transportenergie vorgeschüttete, meist schräggeschichtete Fluss-Sedimente. „Dünnschichten“ hingegen sind entweder stillaquatisch oder äolisch entstanden. Darunter fallen sowohl feinschichtige feinklastische Sedimente aus Wüstenpfützen oder kleinen, temporären Seen der Zwischendünen-Bereiche („interdunes“) als auch äolische, etwas schluffige Sande. Letztere sind sehr wenig verfestigt, horizontal- oder mittel- bis großdimensional schräggeschichtet, gut gerundet und in dünnen Sedimentlagen absondernd. Dünenfuß-Relikte kommen häufig vor.

Die Gesamtabfolge des Mittleren Buntsandsteins (sm; vgl. LGB 2005) beginnt mit der diskordant aufgreifenden Karlstal-Felszone (Tab. 1), die meist um die 30 m mächtig ist. Sie umfasst harte, meist schräggeschichtete, etwas geröllführende Sandsteine. Darüber folgen etliche Zehner Meter Dünnschichten der Oberen Karlstal-Schichten (sKo, bis etwa 74 m mächtig). Dies ist eine überwiegend äolische Abfolge von lockeren Mittel- bis Grobsandsteinen mit geringmächtigen aquatischen, tonig-schluffig-sandigen Einschaltungen und vereinzelten Dezimeter-mächtigen Felsbänken. Darunter sind besser zementierte, etwas geröllführende Sandsteinbänke zu verstehen. In strukturtiefen, von oben her wenig gekappten Profilen lagern darüber noch stärker aquatisch geprägte Abfolgen. Diese sogenannte Wallhalben-Fazies der höchsten Oberen Karlstal-Schichten (LGB 2005, DITTRICH 2015a, 2016) kann lokal noch 7 m Mächtigkeit erreichen. Diese spezielle Dünnschichten-Fazies zeigt vielfach rotbräunliche oder intensiv rote Farbtöne sowie höhere Glimmer- und Ton-Schluff-Gehalte (Abb. 1). Ferner kommen Hinweise auf zeitweilig erhöhte Wasserströmung vor, wie Strömungsriefen und einzelne Feinkiesgerölle. Generell dokumentieren sich weniger trockene Sedimentationsbedingungen. Es treten jedoch noch weitere äolische Sedimente auf. Offenbar verzahnten sich zu dieser Zeit Dünenbildungen mit fluviatilen Rinnen- und Stillwasserablagerungen.

Die nachfolgende Obere Felszone (sOF) greift erosiv auf. Sie kann bis 27 m mächtig werden und besteht vorwiegend aus geröllführenden, kieselig zementierten Mittel- bis Grobsandsteinen mit bogiger bis trogförmiger Schrägschichtung. Geröllanreicherungen folgen meist den Schrägschichtungsblättern, nestartige Anhäufungen kommen ebenfalls vor. Es überwiegen kantengerundete Milchquarze und rötliche oder rötlichgraue Quarzite; vereinzelt erscheinen kantengerundete oder gut gerundete Sandsteingerölle. Bankmächtigkeiten von bis zu 4 m können auftreten. Gelegentlich sind auch Dünnschichtenpartien eingelagert. Generell ist viel äolisch transportiertes Korngut fluviatil umgelagert und eingebettet worden.

Die pfälzische Obere Felszone ist oft auch als Kugelfelshorizont bezeichnet worden. Die Benennung bezog sich auf die im tieferen Bereich des Schichtgliedes vorkommenden, bis 10 cm großen Sandsteinkugeln. Diese sind erst sekundär, im Zuge der frühen



Abb. 1: Schwach diskordantes (?) Aufgreifen der Oberen Felszone auf schluff- und tonreichere Abfolgen der Wallhalben-Fazies der Oberen Karlstal-Schichten nördlich von Wallhalben (Sandgrube „Am Bendel“, R 33 93 320, H 54 66 450).

Diagenese entstanden, als anorganische phreatische Calcrete- bzw. Dolocrete-Bildungen (nähere Ausführungen bei DITTRICH (2016: Kap. 3.).

In vollständigen sm-Profilen folgt über der Oberen Felszonen das Hauptkonglomerat (sHK). Es tritt als Füllung von eingetieften Rinnen auf. Es entstand bei deutlich veränderten paläogeographischen Rahmenbedingungen. Unterschiedliche Schwermineralspektren der beiden Schüttungskörper (sOF und sHK) dokumentieren verschiedene Liefergebiete (SPECHT 1986). Auch wenn das Hauptkonglomerat nicht immer als echtes Konglomerat sondern oft nur als geröllführender Sandstein auftritt, so ist es doch deutlich geröllreicher als die Obere Felszone.

Das geringmächtige Schichtglied der Violetten Grenzzone (sVG) schließt den Mittleren Buntsandstein nach oben hin ab. Es ist ein buntes, Dolomit- und Karneol-führendes, tonig-schluffig-sandiges Sedimentgestein von wenigen Metern Mächtigkeit (vgl. DITTRICH 2016: Kap. 2.2.). Oft ist es allerdings der erosiven Kappung durch die auflagernden Grobschüttungen des Oberen Buntsandsteins (Zwischenschichten, soZ) zum Opfer gefallen. In der Pfalz lagern die Zwischenschichten lokal variierend der (tieferen) Violetten Grenzzone, dem Hauptkonglomerat oder aber der Oberen Felszone auf.

Anders als in rechtsrheinischen Gebieten Mittel- und Norddeutschlands sind in der Pfalz noch die traditionellen Bezeichnungen der einzelnen Schichtglieder gebräuchlich (DSK 2002, 2013, 2016). Eine offizielle, fachlich abgestimmte Ausweisung von Buntsandstein-Formationen durch die Deutsche Stratigraphische Kommission (Sub-

kommission Perm-Trias) ist im linksrheinischen Gebiet noch nicht erfolgt. Damit verbunden ist auch die Identifikation und Verfolgung der wichtigsten „intra-buntsandsteinzeitlichen“ Diskordanzen (RÖHLING & LEPPER 2013: Tab. 3.3-1; vgl. Tab. 1) noch nicht endgültig anerkannt. Noch existieren Widersprüche und Unklarheiten in der regionalen Literatur.

Für die Buntsandstein-Monographie der Deutschen Stratigraphischen Kommission (DSK 2013) hatte es W. DACHROTH übernommen, die recht komplexe Buntsandstein-Stratigraphie des elsässisch-pfälzisch-saarländischen Gesamttraums darzulegen. Dabei sind in einem von ihm neu entwickelten stratigraphischen Gliederungsschema (DACHROTH 2013: Abb. 8.6-1) immerhin 9 (!) Diskordanzen innerhalb des Buntsandsteins verzeichnet und teilweise erstmals benannt worden. Diese Darstellung ist jedoch nicht völlig widerspruchsfrei und konsensfähig. Dies soll im Folgenden näher erläutert werden.

Die Tatsache, dass die Obere Felszone im westlichen Saarland weitgehend ausgekleit ist bzw. erosiv fehlt, hatte dazu geführt, dass sie bei stratigraphischen Überlegungen zunächst eine sehr untergeordnete Rolle spielte. DACHROTH (1967: S. 209) wertete

Tab. 1: Gliederung des höheren Buntsandsteins im Saarland und in der Pfalz und in den nordöstlich angrenzenden rechtsrheinischen Gebieten. ⊙: lokal nicht ausgebildet oder erodiert, □: schematisiert: links: abseits der Trogachsen, rechts: in Trogachsen-Position, Δ: erhalten gebliebene stärker aquatisch geprägte Fazies des obersten sKo, \*: Quickborn-Fm. und Q-Diskordanz im basalen sm Niedersachsens vernachlässigt, \*\*: S-Diskordanz innerhalb der Solling-Fm. und Gleina-Diskordanz innerhalb der Röt-Fm. vernachlässigt; dunkelgrüne Buchstaben: LD, VD, TD = „Lothringer Diskordanz“ und „Vogesen“ bzw. „Trulbe-Diskordanz“ nach DACHROTH 2013, mittelgrün: nach DACHROTH 1988: Abb. 11, hellgrün: nach DACHROTH 1967 und 1988: Abb. 10.

linksrheinischer Buntsandstein Ost-Saarland, Pfalz (südwestliche Beckenbereiche)			Folge	rechtsrheinischer Buntsandstein Hessen, Süd-Niedersachsen (zentrale Beckenbereiche)		
Oberer Btsdst.	soV	Voltziensandstein		s7	Röt-Formation**	soR
	soZ	Zwischenschichten				
Mittlerer Buntsandstein	sVG	Violette Grenzzone <sup>⊙</sup>	s6	Solling-Formation**	smS	
	sHK	Hauptkonglomerat <sup>⊙</sup>				
	sOF	Obere Felszone <sup>□</sup>	s5	H-Diskordanz	Hardeggen-Fm.	smH
	sKo	Obere Karlstal-Schichten	s4	D-Diskordanz	Detfurth-Fm.	smD
	sKF	Karlstal-Felszone	s3	D-Diskordanz	Aviculaschichten Volprie.- Wechsel- folge	smV
Unterer Buntsandstein			$\begin{pmatrix} s2 \\ + \\ s1 \end{pmatrix}$	* V-Diskordanz	Unt. Buntsandst.	

sie lediglich als regionale fazielle Abspaltung des Hauptkonglomerates. Überdies legte er die Grenze Mittlerer/Oberer Buntsandstein an die Basis dieses (erweiterten) Hauptkonglomerates, an die Diskordanz der „Lothringer Faltung“ nach ELIE DE BEAUMONT (1828). Diese Diskordanz bezeichnete er auch als H- bzw. Hardeggen-Diskordanz (vgl. Tab. 1). KONRAD (1973) bewertete die pfälzische Obere Felszone lediglich als Vorschüttung des Hauptkonglomerates. Zusammen mit dem Hauptkonglomerat interpretierte er sie dann später als „südwestliche Wurzel der Solling-Folge“ (KONRAD 1990: S. 124). Die linksrheinische Grenze sm/so wurde von ihm schon seit 1973 an die sOF-Basis gelegt. DACHROTH (1988: Abb. 10) schloss sich dieser Anschauung an. Aus der Gesamtheit von Oberer Felszone, Hauptkonglomerat, Violetter Grenzzone und den Zwischenschichten (mit dem Karneolkonglomerat als basalem Abschnitt des soZ) wurde eine summative Einheit „so1“. Diese Praxis galt für die rheinland-pfälzischen Kartenblätter bis 1983 (nähere Ausführungen bei DITTRICH 2003). Seit der Herausgabe von Blatt 6712 Merzalben (ROHN & KASSEBEER 2003) jedoch wird die sm/so-Grenze – in Übereinstimmung mit saarländischen Kartenwerken (vgl. MÜLLER & KONZAN 1989) – auch in Rheinland-Pfalz an der Basis der Zwischenschichten gezogen (soZ, Tab. 1).

Die stratigraphische Eigenständigkeit der Oberen Felszone wurde erstmals von BACKHAUS (1974) am Drachenfels östlich von Weidenthal erkannt. Dort ist nämlich nachvollziehbar, dass ein typischer Kugelfelshorizont (= sOF) vor dessen rinnenhafter Zerschneidung und lokal auch völligen Unterschneidung durch das Hauptkonglomerat schon einer beträchtlichen diagenetischen Verfestigung unterworfen gewesen war (vgl. Abb. 7, 9, 10 in BACKHAUS 1974). Es erscheinen vom damaligen Rinnenrand kaum abgetrennte bzw. nur wenig transportierte sOF-Blöcke bis zu bis 70 cm Größe. Auch ein herausragender Felssporn des damaligen sOF-Anstehenden am Prallhang der sHK-Fließrinne konnte beobachtet werden – DACHROTH (2013: S. 505) bezeichnete diese Unterspülung später als „Kliffhohlkehle“. Insgesamt wird dort klar, dass die Grobschüttung des Hauptkonglomerates erosive Eintiefungen in den bereits deutlich verfestigten Sandsteinen der Oberen Felszone verfüllte. Es muss also eine deutliche Zeitlücke zwischen diesen beiden Schüttungsereignissen existiert haben. Die Diskordanz dazwischen (sOF/sHK) setzte BACKHAUS (1974, 1994) der norddeutschen H-Diskordanz gleich, das Hauptkonglomerat stellte er in die Solling-Folge (heute: s6-Folge).

Dieser stratigraphischen Bewertung des saar-pfälzischen Hauptkonglomerates folgten zunächst DITTRICH (2003) und LGB (2005), später dann auch sämtliche Bearbeiter des linksrheinischen Buntsandsteins (Kapitel-Beiträge von W. DACHROTH, E. MÜLLER, K.-H. RIBBERT, J. STETS in DSK 2013). Ergänzende Aspekte aus umliegenden Gebieten hatten BINDIG & BACKHAUS (1995) und DITTRICH & NORBISRATH (2006) dargestellt.

Die Diskordanz an der Basis des Hauptkonglomerates, die H-Diskordanz (s5/s6-Diskordanz bei DSK 2002), ist im stratigraphischen Schema von DACHROTH (2013: Tab. 8.6-1) als Vogesen-Diskordanz bezeichnet worden. Nach der schon erwähnten Übersichtstabelle bei ROHLING & LEPPER (2013: Tab. 3.3-1) zu den wichtigsten tektonischen Ereignissen und den damit verbundenen Erosionsdiskordanzen liegen dieser Diskordanz Rifting, Bruchtektonik, regionale Hebungen und (in Norddeutschland) Salzbewegungen zugrunde. Im linksrheinischen Beckenbereich zeigen sich Auswirkungen dieser Bewegungen bei Oetingen/Forbach in Lothringen, wenig südlich der saarländisch-lothringischen Grenze. Eine entsprechende Skizze ist bei DACHROTH (1988: Abb. 11) abgebildet. Es erscheint dort eine schräge An- bzw. Auflagerung (Onlap) des Hauptkonglomerates über Obere Karlstal-Schichten. Die sKO-Dünnschichten im Liegenden sind sattelähnlich verfaltet. Offenbar ist es dort vor der

Hauptkonglomerat-Sedimentation zu deutlichen tektonischen Bewegungen mit Fal- tung bzw. vertikalen Relativbewegungen gekommen. Die Obere Felszone fällt unter- halb dieser Winkeldiskordanz aus.

Bei DACHROTH (1988: Abb. 11) war dieser eindrucksvolle Aufschluss noch als Typlo- kalität der Lothringer Diskordanz an der Basis des Oberen Buntsandsteins benannt worden. Dies hatte auch der geographischen Position des Aufschlusses entsprochen. Wie schon erwähnt, hatte damals noch die schon erwähnte veraltete Auffassung der sm/so-Grenze an der sHK-Basis zugrunde gelegen. Bei DACHROTH (2013: Abb. 8.6-1) ist dann allerdings eine Lothringer Diskordanz an der Basis des heutigen Oberen Buntsandsteins (s6/s7, über dem Hauptkonglomerat) ausgewiesen worden. Eine solche Mehrfach-Verwendung des Begriffs Lothringer Diskordanz für Diskordanzen in verschiedenen stratigraphischen Niveaus (Tab. 1) behindert allerdings das Ver- ständnis. Direkte Bezüge zu den im rechtsrheinischen Hauptbecken eingeführten Dis- kordanz-Bezeichnungen sind klarer und insofern wünschenswert.

Zurück zur pfälzischen Oberen Felszone. Von DACHROTH (2013) wird sie insgesamt der Hardeggen-Formation (s5-Folge) zugerechnet. Eine Detfurth-Formation (s4-Folge) ist nicht vertreten, sie fällt angeblich in einer Schichtlücke aus. So war es auch in der Stratigraphischen Tabelle von Deutschland (STD) von 2002 dargestellt worden (DSK 2002). Eine abweichende Interpretation wurde jedoch bei DITTRICH (2003) und LGB (2005) vertreten. Dabei ist mehr auf die D-Diskordanz im Sinne von TRUSHEIM (1963) abgehoben worden (Tab. 1). Es ist dies die wichtige s3/s4-Diskordanz (DSK 2002), die nach RÖHLING & LEPPER (2013: Tab. 3.3-1) im Zuge von Rifting und Bruchtektonik entstanden ist. Diese Bewegungen standen am Ende der Sedimentation der Volprie- hausen-Formation. Pfälzische Äquivalente dieser Formation (s3-Folge) sind die Schichtglieder der Karlstal-Felszone und der Oberen Karlstal-Schichten. Diese Korre- lation ist in der linksrheinischen Buntsandstein-Literatur seit mehreren Jahren Kon- sens (DITTRICH 2003, LGB 2005, W. DACHROTH und J. STETS in DSK 2013, DITTRICH 2014). Auch in den entsprechenden Mächtigkeiten- und Faziesmustern bildet sich eine Anbin- dung des pfälzischen Ablagerungsraumes an die damalige Trogachse der Hessischen Senke ab (DITTRICH 2016: Kap. 3.). Darüber folgt eine markante Erosionsdiskordanz, die gebietsweise auch als Winkeldiskordanz entwickelt ist (Kap. 2. und 3.). Im direkten Vergleich zum nord- und mitteldeutschen rechtsrheinischen Buntsandstein ist diese Diskontinuitätsfläche als D-Diskordanz gewertet worden (Tab. 1). Es ist nämlich kei- neswegs unwahrscheinlich, dass auch diese wichtige Diskordanz über den späteren Rheingraben hinweg reicht. Die unmittelbar darauf auflagernde fluviatile Grobschüt- tung der pfälzischen Oberen Felszone ist demgemäß mit der Detfurth-Formation parallelisiert worden. Infolgedessen wurde eine nicht näher präzisier- te stratigraphische Reichweite der lithofaziell und im Profilaufbau vielfältigen Oberen Felszone (vgl. DITTRICH 2015a) über der Bereich von s4- und s5-Folge hinweg verzeichnet (DITTRICH 2003, LGB 2005: Tab. 24a). An ihrer Obergrenze liegt die H-Diskordanz (Tab. 1).

Bei DACHROTH (2013) in der Tab. 8.6-1 steht über dem Begriff „Obere Felszone“ eine weitere, ebenfalls zur Hardeggen-Formation gerechnete Einheit, die sogenannten „Henniger-Schichten“. Bei DACHROTH (1988: S. 294) waren sie ursprünglich als Henni- ger Schichten eingeführt worden, benannt nach dem Henniger Hof im Zorn- tal der Vogesen (Elsass). Es handelt sich um eine 13 bis 15 m mächtige Abfolge von relativ feinklastischen Sedimenten. Ihre Basis bildet eine 3 m-Sandsteinbank, die diskordant über den Oberen Karlstal-Schichten lagert. Eine solche Henniger Fazies bleibt auf den engeren Bereich des Zorn- tals beschränkt. In der Pfalz ist sie so nicht entwickelt. Es ist eine lokale Hochflutfazies der Oberen Felszone, die durch die dortige paläogeographi-

sche Position auf der „Nordvogesen–Haardt-Schwelle“ (DSK 2013: Abb. 3.4-2) begünstigt wurde. Für die hier vorgelegte Erörterung der deutschen Stratigraphie des Mittleren Buntsandsteins sind die „Henniger-Schichten“ unerheblich.

## 2. Neuere Beobachtungen und Ergebnisse

Die Fazies und Internstratigraphie des pfälzischen Mittleren Buntsandsteins (sm) ist in den letzten Jahren genauer untersucht worden. Anlässe dafür waren eine Jahrestagung des Oberrheinischen Geologischen Vereins in Kaiserslautern (vgl. DITTRICH 2014) und – vor allem – die geologische Neuaufnahme des Blattes 6611 Hermersberg. Spezielle stratigraphische Beobachtungen und Überlegungen konnten in den dazugehörigen Erläuterungstexten (DITTRICH 2015a) nicht oder nur stark verkürzt untergebracht werden. Stattdessen werden sie hier dargelegt. Zusätzliche Gesichtspunkte zur sm-Stratigraphie ergaben sich bei den Recherchen für die umfangreiche Abhandlung zur Oberen Felszone als Träger von Kugelfelsbildungen und Röhrenhöhlen (DITTRICH 2016, in diesem Band). Weitere aktuelle Befunde entstammen einer zusätzlichen, themenbezogenen Geländebegehung Mitte Mai 2016.

Eines der neuen Ergebnisse war die Deutlichkeit der lateralen Fazieszonierung der Oberen Felszone im Bereich der Blätter 6611 Hermersberg und 6610 Homburg (DITTRICH 2016: Kap. 2.2.). Eine alt angelegte, erzgebirgisch streichende Trogachse Käshofen–Hettenhausen–Neumühle–Krickenbach im mittleren Teil und eine weitere am Südrand von Blatt Hermersberg zeichneten sich ab. Im Gebiet dieser Senkungsachsen ist eine typisch fluviatile, sandig-geröllführende, harte, morphologisch prägnante Felszone entwickelt. Lateral, vor allem nach Nordwesten hin, zum Nordwestrand der Pfälzer Mulde bzw. Senke, schalten sich vermehrt feinkörnigere, „dünn-schichtige“ Sandsedimente ein. Dies gilt ebenso für den weniger stark absinkenden Bereich zwischen diesen Trogachsen. Die sOF-Mächtigkeiten schwanken erheblich. In den Trogachsen, insbesondere in der Nördlichen Pfälzer Teilsenke im Bereich Hettenhausen–Neumühle–Krickenbach, sind sie zwei- bis dreimal so hoch wie im Nordwesten (bis 27 m bzw. 9 m, DITTRICH 2015a). Die erwähnte Schwellenzone dazwischen bildet sich ebenfalls durch deutliche Mächtigkeitsreduktionen ab. Zur südlichen Achse hin nehmen die Werte wieder zu.

Ein weiteres neueres Ergebnis war die große Rolle, die feinklastische, tonig-schluffige, deutlich violettstichige und dolomitreiche Schichtpartien innerhalb der sOF-Abfolge spielen können. Dies gilt insbesondere für die Bereiche abseits der tektonisch vorgezeichneten Strömungskanäle, wo diese Hochflutsedimente unerodiert erhalten bleiben konnten (vgl. DITTRICH 2016: Kap. 2.2.2.).

Die sOF-Obergrenze ist nur selten erschlossen. Dafür liegen allerdings die durch Fotos und Aufschlusskizzen gut dokumentierten Beobachtungen von BACKHAUS (1974) am Drachenfels östlich von Weidenthal vor. Die Art und Weise, wie sich das Hauptkonglomerat dort erosiv eingetieft hat, ist bereits in Kap. 1. geschildert worden. Ein anderer, weiter proximal, im Westen gelegener Aufschluss im südwestlichen Saarland ist von DACHROTH (1988: Abb. 14) abgebildet worden. Er liegt bei Niederwürrbach, im Bereich der Trogachse der Nördlichen Pfälzer Teilsenke (vgl. DITTRICH 2016: Abb. 4). Auch dort ist die Obere Felszone vom Hauptkonglomerat rinnenhaft unter-schnitten worden; nur noch knapp 1 m sOF-„Kristallsandstein“ ist dort unter der Erosionsdiskordanz (H-Diskordanz) erhalten geblieben. Die stärkere Subsidenz im Trogachsen-Bereich hat diese reliktsche sOF-Erhaltung begünstigt. In anderen Gebieten, wo kein Hauptkonglomerat und keine Violette Grenzzone mehr erhalten sind, liegen die Zwischenschichten des Oberen Buntsandsteins auf. Diese können sogar

noch obere Abschnitte des sOF erosiv gekappt haben. Dies ist im Südwestteil von Blatt 6611 Hermersberg der Fall, und zwar westlich der herzynischen „Querstörungszone West“ (DITTRICH 2015a). Es erweist sich, dass es zu Beginn des soZ zur Herausbildung einer veränderten Beckenkonfiguration kam (vgl. auch DITTRICH 2016: Kap. 2.2.1.). Insofern existiert hier – zumindest lokal – eine tektonisch bedingte Winkeldiskordanz. Diese entspricht der von DACHROTH (2013: Tab. 8.6-1) aktuell ausgewiesenen „Lothringer Diskordanz“ (vgl. Kap. 1. und Tab. 1).

Die Liegendgrenze der Oberen Felszone auf den Oberen Karlstal-Schichten ist generell als Erosionsdiskordanz entwickelt. Dies war nicht nur im Bereich der grobklastischen, hochenergetisch abgelagerten sOF-Normalfazies, sondern auch im Bereich der Stillwasserfazies im Norden festzustellen. Die Aufschlussituation ist generell sehr gut, zahlreiche Einzelbeobachtungen waren möglich.

Nachfolgend werden nun konkrete Aufschlusslokalitäten geschildert, die diagnostisch wertvolle Beobachtungen zur Stratigraphie der Oberen Felszone ermöglichten. Diese dann in Kap. 3. argumentativ herangezogenen Lokalitäten werden hier als „Beobachtungspunkte“ durchnummeriert.

Besonders deutlich ist die sKo/sOF-Diskordanz am Nordrand der Pfälzer Mulde. Dort liegt der **Beobachtungspunkt 1**, in der ausgedehnten Sandgrube am Heidelbeerkopf bei Bann (GK25-Blatt 6611 Hermersberg; R 34 00 200, H 54 73 250). Beim Abbaubetrieb in den späten 1990er Jahren war gut erkennbar gewesen, dass die basale Obere Felszone weiträumig schwach winkeldiskordant den Oberen Karlstal-Schichten aufliegt. Die sOF-Abfolge ist dort in einer recht feinklastischen Lateralfazies entwickelt. Anstelle einer massigen Felszone erscheint eine lockere Abfolge von tonig-siltig-sandigen, zum Teil bioturbaten und etwas glimmerstaubigen Stillwassersedimenten mit einzelnen 1 bis 3 m mächtigen Felsbänken. Bei letzteren handelt es sich um massige, schräggeschichtete, geröllhaltige Grobsandsteine mit viel eingelagertem äolisch transportiertem Korngut. Unmittelbar über der Winkeldiskordanz lagert eine 2 m mächtige bunte, teilweise violettgefärbte ebenschichtige Abfolge von Stillwassersedimenten. Schwärzlich-braune, mulmige, poröse Lagen und Partien zeigen den ehemaligen Dolomitgehalt dieser Gesteine an. Solche dolomitreichen Violetten Horizonte sind in der Oberen Felszone auch in anderen Aufschlüssen angetroffen sowie unabgelagert erbohrt worden (DITTRICH 2015a, 2016: Kap. 2.2.2.).

Im Bereich der Trogachse, im mittleren Teil von Blatt 6611 Hermersberg, ist die erosive Grenze sKo/sOF recht unterschiedlich ausgebildet. Mehrere spezielle Faziesphänomene sind zu beobachten.

Im unmittelbaren Basisbereich der Oberen Felszone können bis 20 cm große, lediglich kantengerundete, rote Buntsandstein-Klasten eingelagert sein. Erwähnt bzw. beschrieben wurden sie von ROHN & KASSEBEER (2003), LIESCH (2000), KREKELER (2001) und LENDVACZKY (2003). Ein schöner und gut zugänglicher **Beobachtungspunkt (Nr. 2)** für dieses Phänomen ist die Aufschlusswand am Schulzentrum von Wallhalben (DITTRICH 2014: Halt 5a). Dort zeigen sich mehrere solche Klasten, in Dachziegel-artiger Anordnung (Abb. 2). Sie sind 20 bis 35 cm groß, kantengerundet und randlich ausgebleicht. Ihr Material ist ein braunroter, schwach violettstichiger feinsandiger Schluffstein. Die Klasten entstammen einem älteren, schon kompaktierten, relativ feinen Sediment, das nicht die äolisch dominierte mittel- bis grobsandige Normalfazies der Oberen Karlstal-Schichten aufweist.

Diese großen, kantengerundeten Gerölle können auch eine plastische Deformation aufweisen (Abb. 3). Dadurch zeigt sich, dass die aufgearbeiteten Sedimente bei ihrer Umlagerung zwar schon weitgehend, aber noch nicht vollständig verfestigt waren.

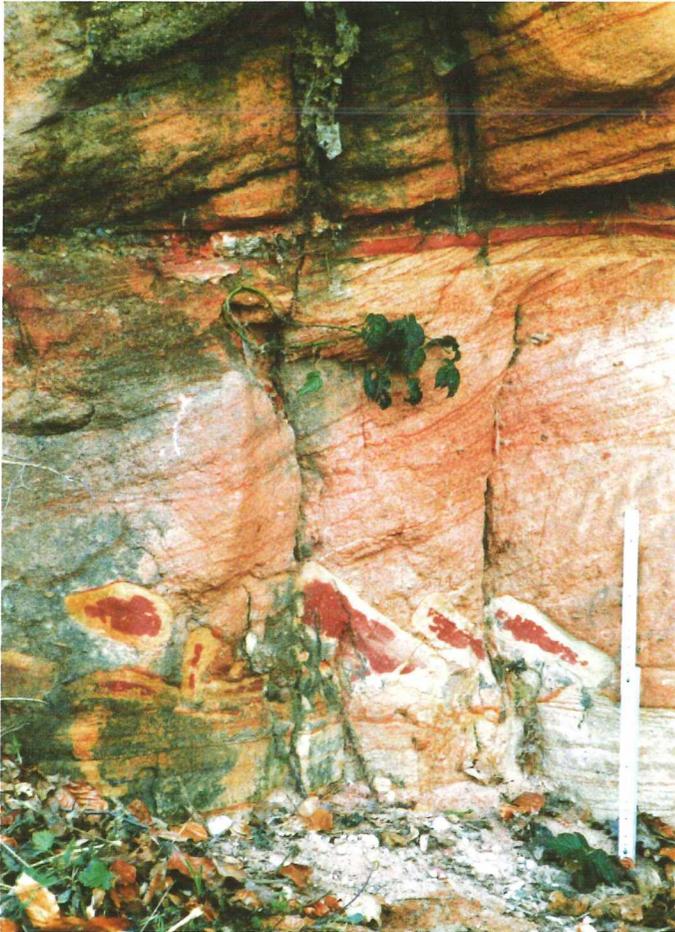


Abb. 2: Kantengerundete, randlich ausgebleichte Schluffsteingerölle in Dachziegellagerung nahe der Basis der Oberen Felszone am Schulzentrum bei Wallhalben (R 33 92 840, H 54 65 010, Foto: K. KREKELER).

Vom weit entfernten Gallischen Hinterland kann dieses wenig verbandsfeste Material nicht stammen.

Im Südteil der Aufschlusswand am Wallhalbener Schulzentrum (**Beobachtungspunkt 3**; R 33 92 800, H 54 64 875) sind in den untersten Dezimetern der Oberen Felszone massenhaft langgestreckte, gelbliche, grünliche oder rosafarbene feinklastische Gerölle eingelagert. Ganz offensichtlich handelt es sich um Aufarbeitungsprodukte der in derselben Fazies unterlagernden sKo-Dünnschichten. Es sind flache und kantengerundete Fragmente aus feinlagigem Ton-Schluff-Feinsand-Material. In manchen davon ist im inneren Teil, abseits der randlichen Bleichungszone, noch eine rote Gesteinsfarbe zu erkennen. Gemeinsam mit diesen Klasten sind auch einige deutlich besser gerundete Quarz- und Quarzitgerölle eingelagert. Auffällig ist auch, wie viel



Abb. 3: Plastisch deformierter umgelagerter, kantengerundeter, randlich gebleichter Feinsandstein-  
klast im basalen Teil der Oberen Felszone (Foto: T. LENDVACZKY; Bergsporn an der Verzweigung Stuhl-  
bachtal-Labachtal, gut 2 km nördlich Wallhaben, R 33 92 682, H 54 67 580).

äolisch gerundetes Kornmaterial hier in den tieferen Bereichen der Oberen Felszone eingebettet ist. Die Sandsteinbänke sind dementsprechend porös mürbe (vgl. auch Abb. 2). Dieses Material entstammt der äolischen Normalfazies der Oberen Karlstal-Schichten.

Ein weiterer diagnostisch wichtiger Aufschluss liegt recht genau in der ehemaligen Trogachse, in einem Seitental 2 km nordöstlich von Neumühle (R 33 97 720, H 54 69 030). Er befindet sich am Ausgang einer Schlucht am Westhang der Großen Seiters (**Beobachtungspunkt 4**). Im untersten Abschnitt der Oberen Felszone erscheinen dort mehrere übereinander folgende Dezimeter-tiefe Rinneneinschnidungen. Deren Sandsteinfüllungen sind basal ungewöhnlich geröllreich, teilweise sogar über mehrere Zentimeter hinweg komponentengestützt. Abgeplattete, gut gerundete oder nur kantengerundete rotbraune, etwas quarzitische Siltsteine herrschen im Geröllspektrum vor. Großdimensionale Schrägschichtung und Horizontalschichtung des oberen Strömungsregimes sind vorhanden. Es bestätigt sich so die Achsenlage dieser Lokalität, im Stromstrich-Bereich der damaligen Flüsse.

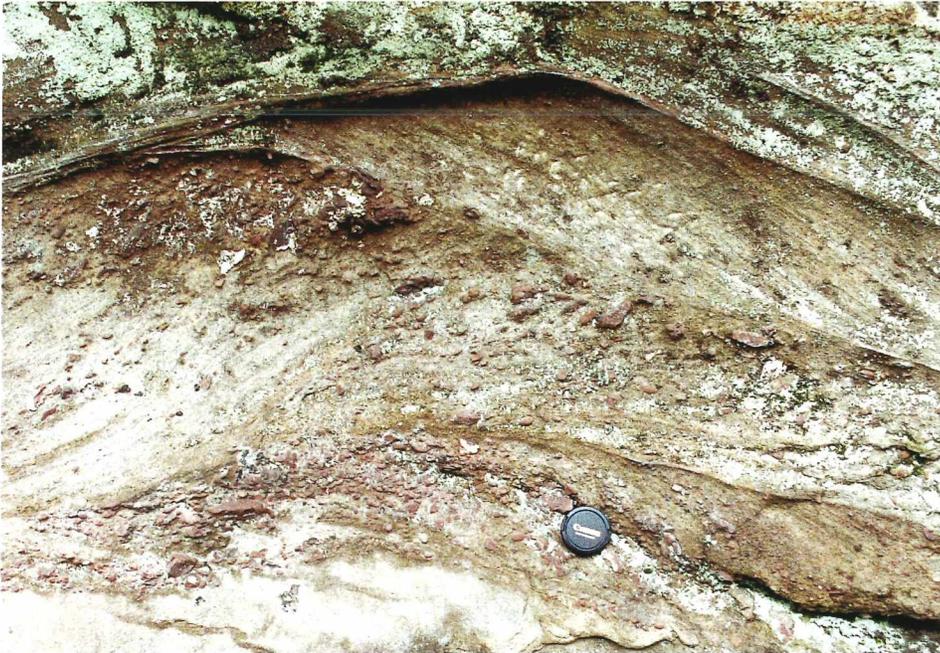


Abb. 4 oben, unten: Mehr oder weniger abgerundete, bräunliche, schwach quarzitische Silt- bis Feinsandstein-Gerölle im basalen s5-Schüttungskörper der Brechersklamm.

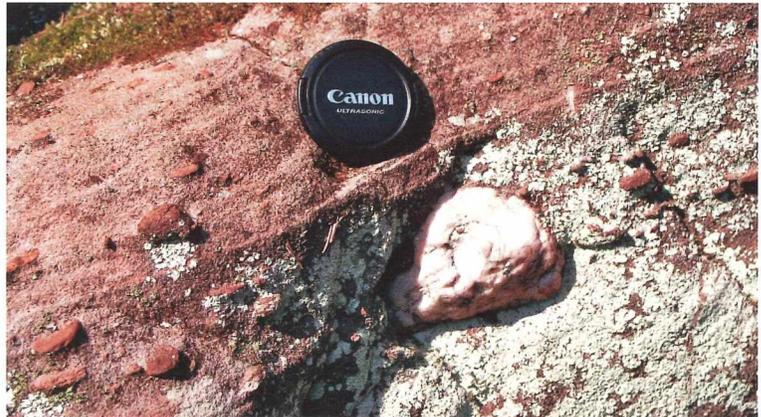


Abb. 5 oben, unten: Isolierte, bis etwa 10 cm große, gerundete Quarz-Gerölle in der Neuschüttung der Oberen Felszone in der Brechersklamm.

In einer ähnlichen paläogeographischen Position lag ein Aufschluss im Wallhalbe-Tal nördlich der Kneispermühle auf Blatt 6711 Pirmasens-Nord (**Beobachtungspunkt 5**; R 33 93 580, H 54 63 010). Er befindet sich etwa in der schon erwähnten südlichen Trogachse im Randbereich der Blätter Hermersberg und Pirmasens-Nord. Im Osten fällt sie mit dem heutigen „Süd-Korridor“ der Röhrenhöhlen-Verbreitung zusammen (vgl. dazu Abb. 15 in DITTRICH 2016). Das westlicher gelegene Gebiet des Wallhalbe-Tals ist jedoch an einer Blattverschiebung entlang der NNW-SSE-streichenden „Querstörungszone West“ ein großes Stück weit dextral nach Norden versetzt worden. Diese horizontaltektonische Überprägung des Deckgebirges entstand aber erst sekundär, beim alpidischen Kollisionsereignis im mittleren Eozän (DITTRICH 2015b, vgl. auch

Zur stratigraphischen Stellung der pfälzischen Oberen Felszone (Mittlerer Buntsandstein)



Abb. 6 oben, unten: Aufschluss am westlichen Dreieichenberg südöstlich Neumühle innerhalb der sOF-Abfolge. Erkennbar ist ein unregelmäßig ausgestaltetes Grenzniveau, in dem es offenbar zu einer (längeren?) Unterbrechung der Sedimentation und zur Aufarbeitung von oben her gekommen ist.



Abb. 26 in DITTRICH 2016). Im genannten Aufschluss zeigt sich ebenfalls eine sehr geröllreiche sOF-Basiszone. Konglomeratlagen und Geröllschlieren durchsetzen dort den mittel- bis großdimensional schräggeschichteten Sandstein. Im Geröllspektrum dominieren kantengerundete gräuliche und beige-bräunliche Quarzite.

Nordwestlich der Kneispermühle, in der südöstlichen Brechersklamm (südlich von Wallhalben, Blatt 6611 Hermersberg: R 33 92 650, H 54 63 550) ist diese Geröllführung zu einem bis 35 cm mächtigen Basiskonglomerat verdichtet. Es lagert unmittelbar auf Oberen Karlstal-Schichten, dies ist unter einem Überhang im hinteren Teil des Aufschlusses erkennbar (**Beobachtungspunkt 6**). Darin dominieren plattige, kantengerundete und etwas besser gerundete, schwach quarzitisches Siltsteinkomponenten bei weitem. Sie sind von beige-rötlicher oder hellbrauner Farbe. Milchquarz- und besser gerundete Quarzitzerölle sind zugemischt. Über dem Konglomerat folgt eine etwa 1,4 m mächtige, gut zementierte, massige Sandsteinbank, schräggeschichtet und wenig geröllführend. Darüber schließen sich etwa 1,5 m lockere Sandsteine an, die sehr deutlich mitteldimensional schräggeschichtet sind.

Besonders interessant ist dort ein großer herabgestürzter Felsblock der Oberen Felszone im vorderen Teil des Aufschlusses (**Beobachtungspunkt 7**). An dessen Basis lässt sich die Lithofazies einer Schichtpartie studieren, die etwa 3,5 bis 5 m über der sOF-Basis anzusiedeln ist. Dort war in intensiv schräggeschichteten Sandsteinen eine dichte Anreicherung von sehr zahlreichen, maximal 7 cm großen, lediglich kantengerundeten Geröllen zu erkennen (Abb. 4). Es handelt sich um schwach quarzitisches Silt- bis Feinsandsteine in verschiedenen Schattierungen von Braun und Rotbraun. Sehr selten sind auch einzelne Milchquarzgerölle anzutreffen. Diese sind gerundet und können bis zu 10 cm groß sein (Abb. 5). Ein derartiger quasi-monomikter Geröllbestand wäre als Resultat eines Ferntransportes vom Gallischen Hinterland nicht zu erwarten. Stattdessen ist hier die Aufarbeitung eines älteren, aquatisch abgelagerten, schon von diagenetischer Verfestigung betroffenen Buntsandstein-Sedimentes wahrscheinlich (Kap. 3.). Über dieser beschriebenen, etwa 1,5 m mächtigen Sandsteinpartie folgen typische Kugelfelsen der Oberen Felszone mit stark angereicherten Kugelbildungen (vgl. DITTRICH 2014: Halt 6; DITTRICH 2016).

Der oben beschriebene Aufarbeitungshorizont ist in der tieferen bis mittleren Oberen Felszone anzusiedeln. Aus diesem stratigraphischen Bereich stammt auch ein Geländebefund am Westhang des Dreieichenbergs im Klingelstal südlich (SSE) von Neumühle auf Blatt 6611 Hermersberg (**Beobachtungspunkt 8**, R 33 96 775, H 54 67 350). Er ist von besonderem Interesse. Unterhalb eines markanten Kugelfelsens ist dort ein merkwürdig ausgestalteter Horizont erschlossen, der wie eine frühe Aufarbeitungsfläche aussieht (Abb. 6). Die Sedimentgesteine des Liegenden sind aufgelockert und teilweise auch zerbrochen und verstellt. Es bildet sich wohl eine längere Sedimentationspause innerhalb der sOF-Ablagerung ab.

### 3. Stratigraphische Interpretation

Schon bei früheren Bearbeitungen des linksrheinischen Buntsandsteins war vermutet worden, dass die pfälzische Obere Felszone eine – nicht näher präzierte – Reichweite innerhalb der Folgen s4 und s5 innehaben könnte (DITTRICH 2003, LGB 2005: Tab 24a). Zwischen der D-Diskordanz im Liegenden und der H-Diskordanz im Hangenden (vgl. Kap. 1., Tab. 1) könnten darin Äquivalente der Detfurth- und der Hardeggen-Formation enthalten sein. Eine derartige stratigraphische Reichweite der Oberen Felszone ist später wieder von DITTRICH (2014, 2016) dargestellt worden. Auch STETS (2013: Abb. 8.5.2-1) folgte dem in seiner Korrelationsabbildung für die Region

Trier. Die Obere Felszone (bzw. deren Äquivalent im Trierer Becken) war dort – im Text nicht näher erläutert – als Übereinanderfolge von zwei geringmächtigen, durch eine gewisse Schichtlücke getrennte, Grobschüttungen dargestellt worden.

Im rechtsrheinischen Hauptbecken erscheinen die Detfurth- und die Hardeggen-Formation immer in ungestörter, konkordanter Aufeinanderfolge, ohne ein nennenswertes tektonisches Ereignis dazwischen. Dies gilt sowohl für das norddeutsche Beckenzentrum als auch für die Thüringische und die Hessische Senke, und selbst noch im Odenwald (DERSCH-HANSMANN et al. 2013). Die überregionalen Mächtigkeitsmuster beider Formationen in der Hessischen Senke (DERSCH-HANSMANN et al. 2013: Abb. 8.2-2) deuten ebenfalls darauf hin, dass die Obere Felszone aus Äquivalenten von beiden Formationen bestehen könnte. Dabei existiert eine schwache quantitative Vorherrschaft der jüngeren Hardeggen-Formation. In der direkten Nordost-Verlängerung des pfälzischen Sedimentationsraumes ist nämlich die Detfurth-Formation auf etwa 30 bis 45 m Mächtigkeit zu veranschlagen und die Hardeggen-Formation auf etwas über 50 m. Weiter südwestlich können natürlich Schichtlücken-bedingte Ausfälle und Profilreduktionen existieren. In Beckenrandregionen mit vergleichsweise geringer Subsidenz und mit einer gröberklastischen und relativ hochenergetischen Sedimentation sind naturgemäß Schichtlücken entwickelt. Dies gilt vor allem dann, wenn es zu paläotektonisch kontrollierten Umschwüngen der Beckenkonfiguration kam.

Die Pfalz gehörte im Mittleren Buntsandstein der „Lothringen-Pfalz-Senke“ an (DSK 2013: Abb. 3.4-2). Es war dies ein subsidenter Beckenbereich in direkter Anbindung an die Hessische Senke (vgl. auch DITTRICH 2016). Vergleichsweise vollständige Schichtprofile sind natürlich in den maximal absinkenden lokalen Trogachsen zu erwarten. Besonders markant in dieser Hinsicht ist die alt angelegte Nördliche Pfälzer Teilsenke, die das mittlere Blatt 6611 Hermersberg in WSW-ENE-Richtung durchzieht. Dort sind in der obersten s3-Folge (Volpriehausen-Formation) unterhalb der D-Diskordanz noch Äquivalente der (tieferen) Aviculaschichten erhalten geblieben (Tab. 1). Es handelt sich um die schluff- und tonreicheren Abfolgen der sogenannten Wallhalben-Fazies (Abb. 1). In mehreren Sandgrube nördlich von Wallhalben sind sie gut erschlossen. Zu den Seiten hin fehlen sie unterhalb der Diskordanz sKo/sOF. Wahrscheinlich sind selbst im Trogachsenbereich nur noch die tieferen Partien der zunehmend aquatisch geprägten Wallhalben-Fazies erhalten geblieben.

DACHROTH (2013: S. 503) hatte für die „Lothringen-Pfalz-Senke“ Diskordanzwinkel der sKo/sOF-Auflagerung von 1 bis 5° angegeben. Die Verhältnisse in der ehemaligen Sandgrube Bann entsprechen dem (Beobachtungspunkt 1; Kap. 1.). Kleinräumig, „an Erosionskanten“, sind von DACHROTH sogar Winkel von 30 bis 45° genannt worden. Dies mag eher für den saarländischen und elsässischen Beckenrand- bzw. Schwellenbereich zutreffen.

Abseits der genannten Trogachse unterschneidet die Obere Felszone allmählich die Wallhalben-Fazies. Dort greift sie dann unmittelbar auf die äolisch dominierte Normalfazies der eigentlichen Oberen Karlstal-Schichten über. Am Beobachtungspunkt 2 an der Schule von Wallhalben (Kap. 2.) sind noch aufgearbeitete Brocken der Wallhalben-Fazies in Dachziegellagerung eingebettet (Abb. 2). Ursprünglich handelte es sich dabei um relativ dicke Schichten von intensiv rotem, homogenem, sandigem Schluffstein, wie sie in dieser „Mächtigkeit“ nahezu nur im Schichtabschnitt der Wallhalben-Fazies vorkommen (vgl. Abb. 1 und DITTRICH 2015a: Abb. 5). Für die feinstreifigen Feinsedimente der sKo-Dünnschichten hingegen, die oftmals äolischen Staub-Lagen entstammen, ist dies untypisch. Das bei starker, dauerhafter Strömung resedimentierte Material der Klasten war offensichtlich schon etwas verfestigt, die Kanten sind ab-

gerundet. Eine völlige Aushärtung war jedoch noch nicht erfolgt, Verformung bei Transport und Wiederablagerung war möglich (Abb. 3). Noch etwas weiter von der Trogachse entfernt, am Beobachtungspunkt 3, ist in der basalen Oberen Felszone dann nur noch typisches sKo-Dünnschichten-Material aufgearbeitet (Kap. 2.). Hier, im Umfeld einer weniger subsidenten Zwischenschwelle, enthalten die basalen sOF-Ab-schnitte große Anteile von gut gerundetem sandigem Kornmaterial der äolischen sKo-Sedimente. Deshalb sind sie in dieser Region auch weitaus mürber (Abb. 2) als in etwas trogachsennäher gelegenen Positionen, wo sie kompakter ausgebildet sind (Abb. 3). Generell ist gut nachzuvollziehen, wie die Obere Felszone auf beckeninternen Schwellenzonen auf tiefere stratigraphische Niveaus aufgreift. Die Schichtlücke wird immer größer.

Der Verfestigungsgrad von Gesteinen der Oberen Karlstal-Schichten steht in direktem Zusammenhang mit der jeweiligen Fazies bzw. Genese einzelner Schichtabschnitte. Es ist nicht so, dass sich ein geringeres oder höheres Alter der Schichten unmittelbar in einer schwächeren bzw. stärkeren Zementation ausdrückt. Die porösen äolischen Sandsedimente des pfälzischen Unteren und Mittleren Buntsandsteins haben nie eine nennenswerte kieselige Zementation erfahren („Dünnschichten“). Ihr gut gerundetes, oft gut sortiertes und mattiertes Korngut und die große Mächtigkeit solcher Sedimente ermöglichte offenbar nur wenig diagenetische Quarz-Mobilisation und -Wiederaus-scheidung in den Kornzwickeln. Diese Sande können auch heute noch – gemeinsam mit den eingelagerten feinstreifigen Sand-Schluff-Ton-Sedimenten – in Sandgruben abgebaggert werden. Schon mit einer Schaufel lassen sich Höhlungen schaffen. Eine buntsandsteinzeitliche Aufarbeitung, auch noch längere Zeit nach der Ablagerung, ist dementsprechend einfach gewesen.

Anders ist es mit den sehr vereinzelt eingeschalteten, meist nur cm oder dm-mächtigen fluviatilen Felsbänken in diesen Abfolgen. Diese sind besser zementiert und hart. In solchen aquatischen Sand- oder Siltsteinen konnten sich in den Zwickelräumen schon früh Quarz-Anwachssäume an den noch etwas kantigeren Quarzkörnern ausbilden.

Die noch erhaltene Schichtabfolge der Wallhalben-Fazies belegt deren stärkere aquatische Prägung. Wahrscheinlich dokumentiert sich darin die aus dem inneren Buntsandsteinbecken bekannte transgressive Tendenz der späten s3-Folge, mit ihrem nachgewiesenen deutlichen Vorrücken der damaligen Küstenlinie (nähere Ausführungen bei DITTRICH 2016). Die aquatisch abgelagerten Silt- und Feinsandsteine dieser Zeit – inzwischen weitgehend gekappt – waren anschließend einer gewissen kieseligen Zementierung unterworfen. Dies sollte nicht nur für die tiefer eingelagerten sKo-Felsbänke und die auflagernde Obere Felszone gegolten haben. Schwach verkieselte Sandsteine in den obersten Oberen Karlstal-Schichten sind von ROHN & KASSEBEER (2003) und LGB (2005) notiert worden. Auch an der Weihermühle im Bereich der südlichen Trogachse treten sie auf.

Ein solcher Sachverhalt würde den sehr hohen Anteil an schwach quarzitischen Silt- und Feinsandsteinen im Basiskonglomerat bzw. in den Konglomeratlagen im sOF-Basisbereich in Trogachsen-Profilen erklären. In den Beobachtungspunkten 6 und 4 ist im Basiskonglomerat bzw. in den konglomeratischen Rinnenfüllungen im unteren sOF ja ein merkwürdig zusammengesetztes Komponentenspektrum angetroffen worden. Das „normale“ Geröllspektrum der Oberen Felszone, mit Quarzen und rötlich-grauen paläozoischen Quarziten vom Gallischen Hinterland, ist dort nur als Beimischung vertreten (Kap. 2.). Es erscheinen massenhaft Silt-/Feinsandsteingerölle, die wechselnd stark gebleicht und unterschiedlich gerundet sind. Diese sind offenbar in

einem nicht allzu fernen, südwestlichen oder westlichen Rückland der Trogachse erosiv aufgenommen und hier wieder abgelagert worden. Es handelte sich wohl um aquatische Sedimente der höchsten s3-Folge. Durch die D-Diskordanz ist die s3-Folge weitflächig oben gekappt worden. Eine Herkunft der feinen Siliziklastika aus den tieferen Buntsandstein-Stockwerken scheidet aus lithofaziellen Gründen aus. Gegen eine „gallische“ Herkunft spricht die schiere relative Menge dieser Siltsteinklasten gegenüber den Milchquarzen und Quarziten. Im etwas südlicher gelegenen Beobachtungspunkt 5, im Bereich der südlichen Trogachse, sind dann vermehrt („gallische“?) Quarzitzerölle enthalten. Je nach Strömungskanal im damaligen fluviatilen System variierten die Gemengeteile des Geröllspektrums.

Ein Basiskonglomerat bzw. eine sehr geröllreiche Basis der Oberen Felszone ist eine ungewöhnliche Erscheinung. Derartige Gesteine bleiben im Untersuchungsgebiet von Blatt 6611 Hermersberg mit dem Randgebiet von von Blatt 6711 Pirmasens-Nord auf die nördliche und die südliche Trogachse beschränkt (vgl. „Korridore“ in Abb. 15 bei DITTRICH 2016). Zwischen der Sedimentation der Wallhalben-Fazies und derjenigen der tieferen Oberen Felszone existiert eine gewisse Schichtlücke bzw. Zeitspanne. Dennoch werden die Grobschüttungen über der s3-Folge hier noch der s4-Folge zugeordnet. Gemeinsam mit der darüber lagernden Abfolge von zunächst mächtigen massigen, gut zementierten Sandsteinen, dann lockereren, intensiv schräggeschichteten Sandsteinen und schließlich weicheren, sandig-schluffig-tonigeren Feinsedimenten (Dünnschichten) stellen sie wohl Äquivalente der Detfurth-Formation dar. Sie repräsentieren einen Vorschüttungszyklus, mit nach oben hin abnehmender Korngröße und Transportenergie.



Abb. 7: Tonklasten-reiche Rinnenfüllung innerhalb der untersten, sonst eher „quasi-monomikten“ Vorschüttung der s5-Folge (vgl. Text); vordere Seitenwand des abgerutschten Sandstein-Blocks der Brechersklamm, sehr nahe bei Abb. 4).

Darüber setzt erosiv die typische Fazies der Oberen Felszone ein. Lebhaft schräggeschichtete, mäßig geröllführende Sandsteine treten auf, die oft auch als typische Kugelfelsen ausgebildet sind (sehr deutlich: Beobachtungspunkt 5). Diese Fazies greift lateral über, seitlich der Trogachsen umfasst sie mehr oder weniger die gesamte sOF-Abfolge.

Im Beobachtungspunkt 7 der Brechersklamm, der in einer Randposition der südlichen Trogachse zur weniger subsidenten Schwellenzone im Norden liegt, tritt ein besonderes Faziesphänomen dieses Schüttungskörpers in Erscheinung. Es sind die quasi-monomikten Geröllschlieren der Abb. 4. Diese können nicht mit einem Ferntransport, sondern nur mit Abtrag in der näheren Umgebung erklärt werden. Wahrscheinlich existierten damals, zu Beginn dieser Neuschüttung, noch Restmengen von kieselig zementierten Silt- und Feinsandsteinen der höheren s3-Folge. Nun wurden auch sie flächenhaft gekappt und unterschritten. Die enorme Transportenergie und damit auch Erosionskraft der damaligen Strömungen wird bewiesen durch die isoliert eingebetteten großen Quarzgerölle (Abb. 5). In anderen Bereichen der Flusslandschaft wurden deutlich weniger verfestigte Feinsedimente aufbereitet (später s4 oder früher s5). Solche Tonfragmente, verbogen und kantig, wurden als kleinräumige Rinnenfüllungen zusammen mit Siltsteingeröllen, Milchquarzen und einigen Quarziten re-sedimentiert (Abb. 7). Die Abfolgen, die mit dieser besonderen Neuschüttung einsetzen, werden hier der s5-Folge zugeordnet. Sie vertreten die Hardeggen-Formation.

Makroskopisch – genauere petrographische Bearbeitungen stehen noch aus – unterscheiden sich die tieferen s4- und die höheren s5-Abschnitte der Oberen Felszone nicht wesentlich voneinander. Dies passt zu der aus der Hessischen Senke bekannten Tatsache, dass die Sandsteine der Detfurth- und der Hardeggen-Formation faziell sehr ähnlich und nur schwer unterscheidbar sind (DERSCH-HANSMANN et al. 2013: S. 397). Typisch für die Hardeggen-Formation sind dort auch erhebliche laterale Mächtigkeitsunterschiede; akzentuierte synsedimentäre Bewegungen im s5 bilden sich ab. Die regionalen Trogachsen und Schwellen verstärkten sich. In der Pfalz ist zu ermitteln, dass das bisherige Subsidenzmuster weiter betont wurde. Dabei wurden beckeninterne Schwellenzonen von Resten der Wallhalben-Fazies frei geräumt. In der Flankenlage der Brechersklamm (Beobachtungspunkt 7) wurden solche Abtragungsprodukte lateral zusammengeschwemmt und gleich wieder sedimentiert.

Zwischen den pfälzischen Äquivalenten von Detfurth- und Hardeggen-Formation entwickelte sich im Gefolge des erwähnten Umschwungs des Absenkungsgeschehens eine schwache Diskordanz. In den äußeren Beckenrandlagen und in Schwellen- bzw. Schwellenrandpositionen ist sie als Erosionsdiskordanz entwickelt. In strukturtieferen, stärker subsidenten Bereichen könnte sich die Grenze s4/s5 auch nur in einer schwach ausgeprägten Diskontinuitätsfläche abbilden.

Dazu passt die Situation am Beobachtungspunkt 8 am Dreieichenberg im Klingelstal. Diese Lokalität liegt am südlichen Rand der prominenten Trogachse der Nördlichen Pfälzer Teilsenke. Hier ist es im tieferen Mittelteil der Oberen Felszone offenbar zu einer markanten Unterbrechung des Ablagerungsgeschehens gekommen. In einer (längeren?) Sedimentationspause wurde die damalige Oberfläche aufbereitet und fragmentiert (Abb. 6). Zu einer Verstellung des Liegenden, wie es im Detailbild den Anschein hat, kam es jedoch nicht, dies zeigt sich am unteren Rand der Gesamtansicht des Aufschlusses. Für diesen Grenzhorizont bestand in der dortigen paläogeographischen Position ein relativ gutes Erhaltungspotenzial. Weder wurde diese Schichtpartie im Stromstrich der Trogachse linienhaft unterschritten, noch wurde sie – wie in den äußeren Flankenbereichen – flächenhaft abgetragen.

Womöglich handelt es sich um diejenige Diskontinuität, die von DACHROTH (2013) mit dem Begriff „Trulbe-Diskordanz“ belegt worden ist. Diese Diskordanz ist im stratigraphischen Schema seiner Tab. 8.6-1 mit der Grenze s4/s5 gleichgesetzt worden. Dargestellt wurde, dass die Obere Felszone (Kugelfelszone) als Repräsentant der (tieferen) s5-Folge diskordant auf Obere Karlstal-Schichten der höheren s3-Folge übergreift; Äquivalente der Detfurth-Formation fehlen. Die Herkunft und Art des Begriffs „Trulbe-Diskordanz“ ist allerdings problematisch. Die Neubenennung dieser Diskordanz basierte laut DACHROTH (2013) angeblich auf den Beschreibungen von LEPLA (1888) und von KONRAD (1973) und (1990). Eine konkrete Literatur-Recherche ergab jedoch, dass bei LEPLA (1888) und KONRAD (1990) kaum etwas zur Beschaffenheit der Schichtgrenze sKO/sOF geschrieben steht. Bei KONRAD (1973: S. 41) ist generell von einer meist konkordanten Auflagerung des „Kugelfelshorizontes“ auf den „Karlstalschichten“ die Rede – gemeint war sOF auf sKO. Nur an „wenigen Stellen“, örtlich nicht näher konkretisiert, wäre „im Bereich der Pfälzer Mulde allenfalls eine Schichtlücke, örtlich Erosionsdiskordanzen, keinesfalls jedoch eine Winkeldiskordanz“ zu beobachten. Bei KONRAD (1990: S. 123) wird ganz generell, ohne weitere Angaben, eine deutliche Erosionsdiskordanz erwähnt. Als Referenz für eine „Trulbe-Diskordanz“ mit komplettem Fehlen der s4-Folge sind diese knappen Ausführungen wenig geeignet. Der Name selbst, der eine konkret definierte Typusregion erwarten lässt, bleibt ebenfalls unklar. Die Ortschaft Trulben (mit n-Endung) liegt in der Südwest-Pfalz, auf Blatt 6811 Pirmasens-Süd, am Flüsschen Trualbe. Der Gewässername mit dem Wortteil „albe“ ähnelt dem der pfälzischen Flüsse Moosalbe und Felsalbe. Eventuelle Bezüge zu einem der beiden geographischen Elemente bleiben bei DACHROTH (2013) ungenannt, ebenso die Art und Weise der dortigen Auflagerung der Oberen Felszone auf älteren Schichteinheiten. Insgesamt ist also der Begriff „Trulbe-Diskordanz“ für eine dauerhafte Übernahme in die linksrheinische Buntsandstein-Stratigraphie wenig geeignet. Besser wäre vielleicht „Harsberg-Diskordanz“, nach der kleinen Ortschaft, die dem Beobachtungspunkt 8 am nächsten liegt. Ein geräumigerer Name wie etwa „Westrich-Diskordanz“ würde verschleiern, dass im untersuchten westpfälzischen Gebiet – dem Westrich – regional verschiedene Überlagerungen von mehreren Diskordanzflächen und Schichtlücken existieren.

Die erosive Basis der Hardeggen-Äquivalente, die s4/s5-Diskordanz, kann der D-Diskordanz im Liegenden lokal sehr nahe gekommen sein. Auf Schwellen und in Randlagen wurde diese wohl auch unter zusätzlicher Aufarbeitung der höheren Oberen Karlstal-Schichten etwas unterschritten. Im s5-Sediment in der Brechersklamm (Beobachtungspunkt 7) ist relativ viel äolisches Kornmaterial eingebettet (Abb. 7). Es könnte s4- oder/und s3-Sedimenten entstammen.

In benachbarten strukturtiefen Gebieten hingegen blieben Profilabschnitte aus Detfurth-Äquivalenten erhalten. Dies gilt für die Profile der Punkte Nr. 6 (ca. 3,5 m) und – vor allem – Nr. 5 (ca. 4,5 m). In den beiden hier untersuchten Trogachsen könnte etwa eine maximale Restmächtigkeit von etwa 5 bis 6 m erhalten geblieben sein (Schätzwert). Dabei handelt es sich maßgeblich um fluviatile Sedimente, so wie es auch in der inneren Trogachse der Hessischen Senke der Fall ist (DERSCH-HANSMANN et al. 2013).

Eine flächenhafte Auskartierung von Detfurth-Äquivalenten ist in der Pfalz nicht möglich. Nur bei sehr günstigen Aufschlussbedingungen sind s4- und s5-Anteile innerhalb des sOF-Profiles auszuhalten. In dieser Hinsicht interessant ist die lithofazielle Heterogenität der tieferen und mittleren Oberen Felszone im Südostteil von Blatt Hermersberg (DITTRICH 2015a). Im Bereich von alten strukturellen Hochlagen, etwa der

Schwellenzone Horbach–Schauerberg, treten sOF-Profile mit mächtigeren feinschichtigen, teilweise auch äolisch geprägten Zwischenmitteln auf. Diese weniger subsidenten Bereiche wurden damals weniger oft von fluviatilen Strömungen angesteuert. Deshalb blieb dort ein höherer Anteil von äolisch vorgeformtem und antransportiertem Sandkorngut erhalten. Dies entspricht den Verhältnissen im s4 der Hessischen Senke.

Nach DACHROTH (2013: Tab. 8.6-1 und S. 502) existieren linksrheinisch, in der gesamten „Lothringen–Pfalz–Senke“, angeblich keine Äquivalente der Detfurth-Formation; diese solle dort in der Schichtlücke der „Trulbe-Diskordanz“ (s4/s5) ausfallen. Für die darüberfolgende Obere Felszone wurde dementsprechend eine Zuordnung ausschließlich zur Hardeggen-Formation vermutet. Diese liegt den zur Volpriehausen-Formation gestellten Oberen Karlstal-Schichten diskordant auf. Ein linksrheinisches Äquivalent der D-Diskordanz (s3/s4-Diskordanz) wird bei DACHROTH nicht ausgewiesen. Die Zurechnung der (kompletten) Oberen Felszone zur Hardeggen-Formation wurde nur kurz begründet. Diese Annahme basierte ausschließlich auf einer Ausdeutung rechtsrheinischer Aufschlusslokalitäten. Ein solcher argumentativer Zugang ist naturgemäß aber mit der Schwierigkeit der Parallelisierung von recht unterschiedlich gegliederten und lithofaziell entwickelten Schichtenfolgen behaftet. Als Vergleichsregionen zur Pfalz wurden der Odenwald und der Schwarzwald herangezogen. Die Pfalz und der Schwarzwald lagen im damaligen Beckenraum aber auf verschiedenen Seiten der „Nordvogesen–Haardt–Spessart-Schwelle“ (vgl. DSK 2013: Abb. 3.4-2). Anhand der Ergebnisse der Blattkartierung 6611 Hermersberg und weiterer gezielter Untersuchungen können die Ausführungen von DACHROTH (2013) nun mit konkreten linksrheinischen Befunden ergänzt werden. In den hiesigen lokalen Trogachsen sind noch Detfurth-Äquivalente erhalten geblieben. Dort bestand ein besseres Erhaltungspotenzial für Sedimentabfolgen, deren Verbreitung generell weniger weit in die äußeren Randzonen des Germanischen Beckens hineinreicht.

Zur hier dargelegten stratigraphischen Interpretation, dass der höhere, regional am weitesten verbreitete Teil der pfälzischen Oberen Felszone der s5-Folge angehört, passen auch spezielle lithofazielle Befunden in Thüringen. PUFF (2008: Tab. 1) notierte Vorkommen von Sandsteinkugeln in verschiedenen Niveaus der thüringischen Hardeggen-Formation, die relativ mächtig werden kann (vgl. DSK 2013). Auch dort, im westlichen Vorland der Böhmisches Masse, existiert eine vergleichsweise proximale Fazies der Hardeggen-Formation. Die paläogeographischen Parallelen bei der wahrscheinlich etwa zeitgleichen Genese von Kugelbildungen sind offensichtlich (vgl. DITTRICH 2016).

Im Klingelstal (Beobachtungspunkt 8) sind über der abgebildeten s4/s5-Diskontinuitätsfläche deutlich ausgeprägte Kugelfelsen entwickelt (Abb. 6). Entsprechendes gilt für die Brechersklamm (Beobachtungspunkt 7), wo direkt oberhalb der quasisynmetrischen s5-Basispartie markante Kugelfelsen einsetzen (DITTRICH 2016: Abb. 5 und 9). Auch in den harten s4-Felssandsteinen darunter sind vereinzelte, 6 bis 8 cm große Kugelbildungen erkennbar. Diese sind jedoch selten und eher undeutlich entwickelt. Offenbar konnte die Karbonatvermittlung des Porenraums bei der s5-zeitlichen Bildung einer phreatischen Calcrete/Dolocrete diese Sandsteine nicht mehr stark überprägen. Sie waren schon recht fest, ihr Porenraum war schon teilweise kieselig zementiert. Die sekundäre phreatische Karbonat-Imprägnation blieb hier gering, anders als in den überlagernden, noch weichen s5-Sedimenten.

Wahrscheinlich ist es so, dass in den s4-Anteilen der Oberen Felszone generell nur sehr wenig Kugeln vorkommen. Das Vorhandensein oder Nicht-Vorhandensein von

Kugelbildungen im basalen sOF war bei bisherigen Geländeaufnahmen bloß faziellen Verschiedenheiten bzw. Zufälligkeiten zugeschrieben worden. Eine systematische regionale und stratigraphische Auswertung steht noch aus.

Ein weiteres Resultat der vorliegenden Untersuchung ist die Existenz einer D-Diskordanz auch noch in linksrheinischen Gebieten. Sie erweist sich in der Zusammensetzung des Basiskonglomerates der s4-Anteile der Oberen Felszone in strukturtiefen Profilen. Die Winkeldiskordanz im Randprofil Bann hingegen ist mangels klar identifizierbarer Detfurth-Äquivalente im Hangenden nicht konkret als D-Diskordanz individualisierbar. Es ist aber doch sehr wahrscheinlich, dass es sich dabei nicht um die „Trulbe“- bzw. Harsberg-Diskordanz (s4/s5), sondern um die beckenweit bedeutendere D-Diskordanz handelt (s3/s4). In den Randzonen des Buntsandstein-Beckens, auch hier im Südwesten, müsste diese eher noch stärker als im nord- und mitteldeutschen Beckeninneren ausgeprägt sein. Dass es auch in der Pfalz zu tektonischen Verstärkungen kam, ist im Großaufschluss der Sandgrube Bann früher unmittelbar erkennbar gewesen.

### Schriften

- BACKHAUS, E. (1974): Limnische und fluviatile Sedimentation im südwestdeutschen Buntsandstein. – Geol. Rundschau, **63**, S. 925–942, 14 Abb., 1 Tab., Stuttgart.
- (1994): Der Einfluß der Tektonik und des skythisch-anisischen Meeresspiegelanstiegs auf die Faziesgliederung des Oberen Buntsandsteins im Germanischen Triasbecken. – Z. deutsch. geol. Ges., **145**, S. 325–342, 6 Abb., Hannover.
- BINDIG, M. & BACKHAUS, E. (1995): Rekonstruktion der Paläoenvironments aus den fluviatilen Sedimentkörpern der Röt-Sandstein-Fazies (Oberer Buntsandstein) Südwestdeutschlands. – Geol. Jb. Hessen, **123**, S. 69–105, 31 Abb., 2 Tab., Wiesbaden.
- DACHROTH, W. (1967): Stratigraphie und Tektonik im Hauptbuntsandstein des östlichen Saarlandes. – Annales Univ. sarav., **V**, S. 173–219, 8 Abb., 6 Taf., Saarbrücken.
- (1988): Genese des linksrheinischen Buntsandsteins und Beziehungen zwischen Ablagerungsbedingungen und Stratigraphie. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F., **70**, S. 267–333, 17 Abb., 10 Taf., Stuttgart.
- (2013): Der Buntsandstein der Lothringen-Pfalz-Senke. – In: Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.): Stratigraphie von Deutschland XI – Buntsandstein. Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, **69** (2013), S. 487–513, 6 Abb., 1 Tab., Hannover.
- DERSCH-HANSMANN, M. & LEPPER, J. & RAMBOW, D. & TIETZE, K.-W. & WENZEL, B. (2013): Der Buntsandstein in der zentralen Hessischen Senke. – In: Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.): Stratigraphie von Deutschland XI. Buntsandstein. Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, **69**, S. 385–419, 21 Abb., 1 Tab., Hannover.
- DITTRICH, D. (2003): Stratigraphische Gliederung des Pfälzer Buntsandstein. – In: ROHN, J. & KASSEBEER, W.: Geologische Karte von Rheinland-Pfalz 1:25 000. Blatt 6712 Merzalben. Erläuterungen, 3 S., 1 Tab., (Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz) Mainz.
- (2014): Besonderheiten des Buntsandsteins im Nordwestteil der Pfälzer Mulde (Exkursion G am 25. April 2014). – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F., **96**, S. 129–163, 11 Abb., 1 Tab., Stuttgart.
- (2015a): Geologische Karte von Rheinland-Pfalz 1:25 000. Blatt 6611 Hermersberg. Erläuterungen, 114 S., 38 Abb., 11 Tab., 1 Strukturkt., (Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz) Mainz.

- (2015b): Känozoische Scher- und Dehnungstektonik im Pfälzerwald und mesozoische Vorbeanspruchungen. – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **43**, S. 99–184, 27 Abb., 1 Tab., Mainz.
- (2016): Kugelfelsen und Röhrenhöhlen als Spezialphänomene des Pfälzer Buntsandsteins. – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **44**, S. 73–148, 27 Abb., 3 Tab., Mainz.
- DITTRICH, D. & NORBISRATH, S. (2006): Konglomeratischer „Oberer“ Buntsandstein in den Forschungsbohrungen Roth/Our und Körperich (Südeifel) – stratigraphische Neubewertung und geologisches Umfeld. – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **34**, S. 73–112, 15 Abb., Mainz.
- DSK (Deutsche Stratigraphische Kommission) (Hrsg.) (2002): *Stratigraphische Tabelle von Deutschland (STD 2002)*, (GeoForschungsZentrum) Potsdam.
- (Deutsche Stratigraphische Kommission) (Hrsg.) (2013): *Stratigraphie von Deutschland XI. Buntsandstein*. – *Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, **69**, 657 S., Hannover.
- (Deutsche Stratigraphische Kommission) (Hrsg.) (2016/im Druck): *Stratigraphische Tabelle von Deutschland (STD 2016)*, (GeoForschungs-Zentrum) Potsdam.
- ELIE DE BEAUMONT, L. (1828): *Observations géologiques sur les différentes formations qui, dans le système des Vosges, séparent la formation houillère de selle du lias*. – *Annales des mines, 2e série*, **1**, 199 S., (Huzard) Paris.
- KONRAD, H. J. (1973): Zur Gliederung des höheren Buntsandsteins der Pfalz. – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **2**, S. 35–44, 2 Abb., 1 Tab., 1 Taf., Mainz.
- (1983): *Geologische Karte von Rheinland-Pfalz 1 : 25 000. Blatt 6710 Zweibrücken. Erläuterungen*, 84 S., 6 Abb., 6 Tab., (Geologisches Landesamt) Mainz.
- (1990): *Besonderheiten der faziellen Entwicklung des Buntsandsteins der Pfälzer Mulde*. – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **19**, S. 119–128, 2 Abb., Mainz.
- KREKELER, K. (2001): *Geologische Kartierung bei Wallhalben (Südpfalz, SW-Quadrant der TK 25 Hermersberg, Blatt 6611). Diplomkartierung Univ. Bonn*, 50 S., 36 Abb., 3 Ktn., Bonn. – [unveröff.].
- LENDVACZKY, TH. (2003): *Geologische Kartierung bei Gerhardsbrunn/Rheinland-Pfalz (NW-Quadrant der TK 25, Blatt 6611 Hermersberg). Diplomkartierung Univ. Bonn*, 60 S., 29 Abb., 9 Tab., 4 Anl., Bonn. – [unveröff.].
- LEPPLA, A. (1888): *Über den Buntsandstein im Haardtgebirge (Nordvogesen)*. – *Geognost. Jahreshefte*, **1**, S. 39–64, Cassel.
- LGB (Landesamt für Geologie und Bergbau, Hrsg.) (2005): *Geologie von Rheinland-Pfalz*. 400 S., 162 Abb., 36 Tab., 3 Anl., (Schweizerbart) Stuttgart.
- LIESCH, T. (2000): *Geologische Kartierung der Umgebung von Hermersberg (Rheinland-Pfalz) mit besonderer Betrachtung der Röhrenbildungen und röhrenförmigen Höhlen. Diplomarbeit Univ. Karlsruhe*, 36 S., 15 Abb., 4 Tab., 3 Ktn., Karlsruhe. – [unveröff.].
- MÜLLER, E. & KONZAN, H. P. (1989): *Erläuterungen zur Geologischen Karte des Saarlandes (mit Beiträgen von H. ENGEL und A. MIHM)*. 46 S., 14 Abb., (Geologisches Landesamt des Saarlandes) Saarbrücken.
- PUFF, P. (2008): *Kugelsandsteine in Mitteldeutschland*. – *Der Aufschluss*, **59**, S. 33–35, 1 Tab., Heidelberg.
- ROHLING, H-G. & LEPPER, J. (2013): *Die Paläogeographie des Mitteleuropäischen Beckens während der tieferen Trias (Buntsandstein)*. – In: *Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.): Stratigraphie von Deutschland XI. Buntsandstein. Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften*, **69**, S. 43–67, 17 Abb., 2 Tab., Hannover.

Zur stratigraphischen Stellung der pfälzischen Oberen Felszone (Mittlerer Buntsandstein)

- ROHN, J. & KASSEBEER, W. (2003): Geologische Karte von Rheinland-Pfalz 1:25 000. Blatt 6712 Merzalben. Erläuterungen, 88 S., 31 Abb., 5 Tab., 1 Strukturkt., (Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz) Mainz.
- SPECHT, J. (1986): Sedimentologie und Tektonik des Buntsandsteins auf dem Nordostteil der TK 25, 6514 Bad Dürkheim-West. Diplomarbeit TH Darmstadt, 133 S., 59 Abb., 31 Tab., 6 Anl., Darmstadt. – [unveröff.].
- STETS, J. (2013): Buntsandstein im Trier-Bitburg-Becken und dessen Umfeld (Südwest-Eifel und West-Hunsrück). – In: Deutsche Stratigraphische Kommission (Hrsg.): Stratigraphie von Deutschland XI. Buntsandstein. Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften, 69, S. 467–486, 3 Abb., 1 Tab., Hannover.
- TRUSHEIM, F. (1963): Zur Gliederung des Buntsandsteins. – Erdöl-Z., 79, S. 277–292, 8 Abb., Hamburg.

Anschrift der Autorin:

Dr. DORIS DITTRICH, Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz,  
Emy-Roeder-Str. 5, D - 55129 Mainz; E-Mail: [doris.dittrich@lgb-rlp.de](mailto:doris.dittrich@lgb-rlp.de) .

Manuskript eingegangen am 30.5.2016