

# Marine Signale im höheren Buntsandstein der Trier-Luxemburger Bucht?

## Teil IV: Sequenzstratigraphische Gesamtausdeutung

DORIS DITTRICH

**Kurzfassung:** Im linksrheinischen Mittleren und Oberen Buntsandstein werden Hoch- und Tiefstände des Baselevels rekonstruiert. Die jeweiligen Steuerungsfaktoren waren Meeresspiegel-Schwankungen und – vor allem – Tektonik, bei recht gleichbleibend (semi-)aridem Klima. In entsprechend begünstigten Zeitspannen konnten sogar weit landwärts gelegene Beckenbereiche kurzfristig seicht überflutet und intensiv karbonatisch-salinar beeinflusst werden. Violette Horizonte bzw. Grenzzonen entstanden. Vereinzelt erscheinen reliktsch erhaltene tidale Gefügemerkmale.

Die im inneren Germanischen Becken entwickelten sequenzstratigraphischen Konzepte werden dargelegt, diskutiert und erweitert. Die Schichtenfolgen am Trier-Luxemburgischen Beckenrand und in der Pfalz werden diesbezüglich mit denen in rechtsrheinischen Gebieten (insbesondere mit der nordhessischen Kernbohrung Borken) verglichen. Es erweist sich eine komplexe Ereignisabfolge von tektonischen Pulsen und weiträumig wirksamen Meeresspiegel-Hochständen.

**Abstract:** In the Middle and Upper Buntsandstein left of the river Rhine highstands and lowstands of the base-level are reconstructed. They were controlled by sealevel-fluctuations and – even more important – tectonics, whereas the climate kept quite constantly (semi-)arid. During favored periods of time even far landward positioned basin areas were subject to shallow marine floodings. They were intensely influenced by saline-carbonatic chemical conditions. So-called Violet Horizons resp. Violet Limit Zones generated. Tidal textural features have been preserved sporadically.

Concepts of sequence stratigraphy, which have been evolved in the inner parts of the Germanic Basin are explained, discussed and expanded. Referring to that the lithostratigraphic columns of the Trier-Luxemburg basin margin and those of the Palatinate are compared with the successions on the right side of the river Rhine, especially with the core-profile Borken in northern Hesse. Finally a complex temporal succession of interacting tectonic pulses and far-reaching sealevel-highstands can be deduced.

### Inhalt

#### Einführung in Teil IV

#### 8. Zusammenfassende sequenzstratigraphische Ausdeutung

##### 8.1 Grundlegende Fakten und Überlegungen

##### 8.2 Die Violetten Grenzzonen als Abbild markanter transgressiver Ereignisse

##### 8.3 Anhaltspunkte zur stratigraphischen „Einhängung“ (Korrelation) der regionalen Schichtenfolge

##### 8.4 Die regionale Ereignisabfolge im Vergleich mit Ergebnissen aus östlicheren Gebieten

#### 9. Abschließende sequenzstratigraphische Anmerkungen

#### Schriften

## Einführung in Teil IV

In den zuvor erschienenen Teilen I bis III ist die regional variierende lithofazielle Charakteristik der einzelnen Teilabschnitte des Trier-Luxemburgischen Buntsandsteins dargelegt worden. Dies betraf die Korngrößenmuster mit den groben proximalen Faziesbildungen und den graduellen Kornverfeinerungen zu den Subsidenzzonen hin, mächtige lokale Tonakkumulationen, variierende Glimmer- und Feldspatgehalte und das Auftreten spezieller Tonminerale. Nach dem Teil I, der auf evaporitische, also chemisch abgeschiedene Gesteinsanteile und besondere Gefügemerkmale abhob, sind dann im Teil II die detritischen Bestandteile ausgewertet worden. Anschließend erfolgte die Beschreibung und Diskussion der komplexen Mächtigkeitsverteilungen von speziell definierten Abschnitten des regionalen Buntsandstein-Profiles. Im Teil III konnte daraufhin genauer auf den Werdegang der strukturell kontrollierten Beckenentwicklung eingegangen werden. Die zuvor gelieferten Faziesdaten und die Mächtigkeitsbefunde ließen sich zu einem jeweiligen Gesamtbild vereinigen. Dies ermöglichte die Identifikation von mehreren tektonischen Ereignissen, die eine strukturelle Veränderung der Beckenkonfiguration mit sich gebracht hatten. Überdies waren Rückschlüsse auf die damals herrschenden kontinentalen Spannungsfelder möglich. Die Korrelierbarkeit und überregionale Bedeutung der ermittelten tektonischen Pulse wurde anhand von Vergleichen mit der Tektonostratigraphie anderer (saarpfälzischer, hessischer und niedersächsischer) Beckenbereiche untersucht und diskutiert.

Im hier nun vorgelegten, ausführlichen Kapitel 8 sollen die tektonischen Geschehnisse den anderen Steuerungsfaktoren der Sedimentation gegenübergestellt werden. Damit gemeint sind Meeresspiegel- bzw. Baselevel-Schwankungen und Klimaveränderungen. Aus der Gesamtheit dieser Befunde wird eine regionale paläogeographisch-tektonische Ereignisabfolge abgeleitet, unter Berücksichtigung und Abwägung der bereits vorliegenden sequenzstratigraphischen Interpretationen und der zugrundeliegenden lithofaziellen Befunde aus dem inneren Germanischen (bzw. Mitteleuropäischen) Becken.

Für den Leser bzw. Nutzer dieser Gesamtpublikation stellt deren Aufspaltung in vier Jahressbände zweifellos eine etwas mühsame logistische Herausforderung dar. Da die betreffenden Untersuchungen und Texterstellung jedoch neben dem Tagesgeschäft mit mehreren anderen Projekten stattfinden mussten, war dies unvermeidlich. Eine lange krankheitsbedingte Leistungseinschränkung (2019 bis 2020) kam erschwerend hinzu.

Die Vierteilung bringt es mit sich, dass zur Untermauerung der Argumentation zahlreiche Verweise auf Ausführungen, Zahlenangaben und Abbildungen in den vorhergehenden drei Teilen erforderlich sind. Bei derartigen Rückverweisen – auf Vorkapitel, Seiten, Tabellen oder Abbildungen – erscheinen in Klammern gesetzt die betreffenden Literaturzitate DITTRICH (2017), (2018) und (2019) unter der Bezeichnung „Teil I“, „Teil II“ und „Teil III“. Im ersten Teil sind Abb. 1 bis 13 mit Tab. 1 (Kap. 1 bis 5) zu finden, im zweiten Teil dann Abb. 14 bis 23 mit Tab. 2 (Kap. 6 bis 7.2) und im dritten Teil dann Abb. 24 bis 33 mit Tab. 3 und 4 (Kap. 7.3).

## 8. Zusammenfassende sequenzstratigraphische Ausdeutung

### 8.1. Grundlegende Fakten und Überlegungen

#### Salinität (Halit)

Fest steht, dass der primäre Gehalt an Halit (Kochsalz, NaCl) im Gesteinsverband des Trier-Luxemburgischen Buntsandsteins beträchtlich ist bzw. war. Dies gilt insbesondere in Luxemburg,

also im inneren, tiefer versenkten südwestlichen Teil des Untersuchungsgebietes. In zahlreichen Wasserbohrungen und in etlichen Quellen in den Tälern der deutsch-luxemburgischen Grenzflüsse (Obermosel und Untersauer), sind hohe Kochsalz-Gehalte angetroffen worden (Teil I: Kap. 4.5). Betroffen sind diejenigen Gebiete, wo der primär vorhandene Salzgehalt nicht oder nur teilweise der Auswaschung durch das neuzeitliche Grundwasser unterworfen war. Die Zuordnung der Kochsalz-Gehalte zum (Oberen) Buntsandstein ist gesichert, dies hatte sich im Abteufungsverlauf von Brunnenbohrungen abgezeichnet. Konkrete Steinsalz-Lager sind allerdings bislang nicht bekannt geworden.

Anders ist es in den äußeren Bereichen der Trier-Luxemburger Muldenstruktur, in der Südeifel, im Saargau und am nördlichen Ausbissrand in Luxemburg. In diesen tektonisch herausgehobenen Gebieten war es ja im grundwasserreichen, gut permeablen Buntsandstein-Stockwerk über Jahrmillionen hinweg zur Durchströmung, Ablaugung und chemischen Verarmung gekommen. So ist denn auf deutschem Gebiet der ursprüngliche Salzgehalt nur noch in wenigen sehr tiefen Brunnenbohrungen (Teil I: 83f.). An der Erdoberfläche sind überaus selten Ausblühungen von leicht löslichen Salzen aufzufinden (Teil I: S. 82). Die reliktsche Salinität des Buntsandsteins – soweit sie bisher lokalisiert und dokumentiert wurde – ist der Abb. 34 zu entnehmen.

Ein im Teil I bislang nicht genannter Aspekt betrifft die Salzquellen von Born an der unteren Sauer (Abb. 34). Lucius (1948) hat dargelegt, wie das dortige, stark mineralisierte Buntsandstein-Wasser verwendet wurde. Schon im 15. Jahrhundert ist es in einer Saline zur Salzgewinnung ausgebeutet worden. Dies setzte sich bis in die Mitte des 18. Jahrhunderts fort, zeitweilig existierte dort sogar ein Gradierwerk.

### **Salinität (Sulfate)**

Auch der ursprüngliche Sulfat-Gehalt im Buntsandstein-Stockwerk konnte erheblich sein. Ebenso wie der Halit war das recht leichtlösliche Sulfat aber der Auswaschung durch das Grundwasser unterworfen gewesen, zumindest im oberflächennahen Bereich. Im tieferen Abschnitt von Bohrkernen oder Spülbohrungen kann es jedoch noch reichlich vertreten sein. Dies gilt vor allem für luxemburgische und auch für lothringische Bohrlokationen. Am Westrand des Untersuchungsgebietes sind ja wegen der schrittweisen Beckenerweiterung der Untertrias fast ausschließlich die jüngeren Abschnitte des Buntsandstein-Profiles vertreten (Teil II: Kap. 7.2.2 mit Abb. 21b). Dabei handelt es sich vor allem um die proximalen Äquivalente der (Solling- und) Röt-Formation, die ja generell stärker salinar geprägt sind.

Im Kap. 4.3 in Teil I (Abschnitt Sulfate) sind die einzelnen Bohrbefunde ausführlich referiert worden. Gips in unterschiedlichen Erscheinungsformen fand sich bei (Bad) Mondorf und Born, in den luxemburgischen Bohrungen Reisdorf, Bettendorf, Diekirch, Everlange, Mersch, Koerich und Rebiert sowie im französischen Bohrprofil Longwy (Abb. 34). Von Fall zu Fall handelte es sich um Gipszemente in Konglomeraten, in tonig-dolomitischen Sandsteinen oder in sandigen Tonsteinen; weiterhin erscheinen Gipsknollen, Gipssäume und -adern, Gipskristalle mit 5 mm oder sogar 1,5 cm Länge sowie Gipsplättchen oder „Gipsdrusen“. Selbst kleine Gipsnester im Dolomit fanden sich. Dort wo der primäre Sulfatgehalt weggelöst ist, vertreten Kalzit- oder Dolomit-Drusen, manchmal auch nur rundliche Kavernen die ehemaligen Gipsknauern oder -nester.

Anhydrit kommt generell nur in Spuren vor. Bisher konnte er nur im Buntsandstein der gekern-ten Tiefbohrungen Mersch (FRANSOLET 1970) und Reisdorf (DITTRICH et al. in Vorb.) nachgewiesen werden.

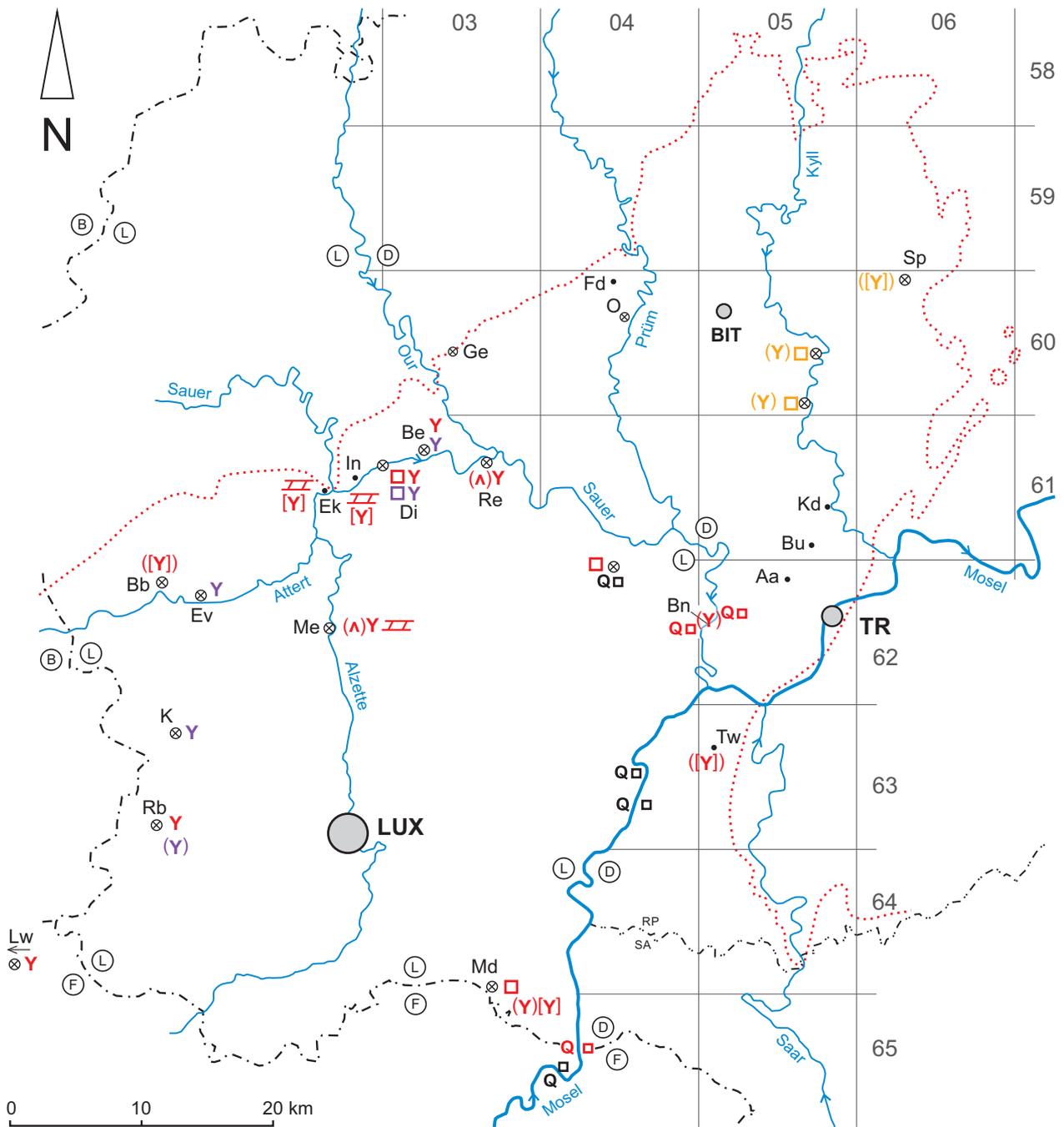


Abb. 34: Überblick über die bislang bekannt gewordenen (reliktisch erhaltenen) Evaporitgehalte im Trier-Luxemburgischen Buntsandstein. In den strukturhohen deutschen Gebieten sind sie vom Grundwasser weitestgehend abgelaugt bzw. ausgewaschen worden (vgl. Teil I: Kap. 4.3). Symbole: □ = Steinsalz-Gehalte, Q□ = Salzquelle (rot: im so, schwarz: aus dem so abzuleiten), Δ = Anhydrit-Gehalte, Y = Gips-Gehalte, [Y] = abgelaugter, ehemaliger Gipsgehalt,  $\equiv$  = mächtige und stark gehäufte Dolomitbröckelbänke.

Symbolfarben: rot = so, orange = sm, violett = lokale Sondersignatur des smh (zur Stratigraphie vgl. Tab. 5); rot gepunktete Linie: Außenrand der Buntsandstein-Verbreitung; Lokalitäten: Fd = Feilsdorf, Kd = Kordel, Bu = Butzweiler, Aa = Aach, In = Aufschluss Ingeldorf, Ek = Ettelbruck, Bn = Born, Tw = Tawern; Bohrungen: Sp = Spangdahlem, O = Oberweis, Ge = Flachbohrung Geichlingen, Re = Reisdorf, Be = Bettingen, Di = Diekirch, Ev = Everlange, Bb = Bettborn, Me = Mersch, K = Koerich, Rb = Rebierg, Lw = Longwy, Md = Mondorf.

Die Sulfatführung der Buntsandstein-Abfolgen schlägt sich naturgemäß auch im  $\text{SO}_4^{2-}$ -Gehalt des Grundwassers nieder. Auch in den Buntsandstein-Mineralwässern aus größeren Tiefen der deutschen Südeifel sind die Konzentrationen an Calcium- und Sulfat-Ionen noch erhöht. Dort

handelt es sich jedoch wegen der starken Auswaschung nur noch um einen reliktschen Effekt. In Luxemburg hingegen ist Kalziumsulfat im Grundwasser ein regionales Problem für die Wasserversorgung, die Toleranzgrenze für Sulfat kann deutlich überschritten sein (Kap. 4.5). Erwähnenswert sind die Werte eines wegen der Trinkwasser-Untauglichkeit nicht fertiggestellten Brunnenprojektes bei Reisdorf, im Oberen Buntsandstein. Eine Wasserprobe aus der Probebohrung, aus der Intermediärzone der höchsten Zwischenschichten, enthielt 980 mg/l Sulfat. Die Gesamthärte betrug dort 66,3° dH, zum weit überwiegenden Teil ging sie auf  $\text{CaSO}_4$  zurück. Tiefer entnommenes Wasser aus den mittleren Zwischenschichten (Teufe 135–157 m, unterer soZK) wies sogar eine Sulfatkonzentration von etwa 1100 mg/l auf.

Wie entstanden nun diese Kalziumsulfat-Anreicherungen? Um lagunäre Gipsausfällungen aus frei überstehenden Wasserkörpern bei gleichzeitiger niederenergetischer klastischer Tonsedimentation handelte es sich nicht oder nur in sehr untergeordnetem Ausmaß. Gipslager oder (auch nur) -bänke wie im Mittleren Muschelkalk treten im Trier-Luxemburgischen Buntsandstein nicht auf. Stattdessen kam es zu einer sekundären Sulfat-Imprägnation von noch unverfestigten, gut permeablen sandigen Sedimenten. Diese Abscheidung von Gips bzw. Anhydrit vollzog sich nachweislich recht bald nach der Sedimentation, unter Gefügeaufweitung und Volumenzunahme durch mechanisches Beiseitedrängen des klastischen Kornguts. Dies geschah bevorzugt oberhalb von Wasser-stauenden bzw. -hemmenden Feinsediment-Einschaltungen (Teil I: Kap. 4.3 mit Abb. 11). Hochsalinare Wässer waren von oben und von der Seite her in den klastischen Sedimentkörper eingedrungen. Die mit sandigen Ablagerungen bedeckte Beckenaußenzone war temporär in die paläogeographische Situation einer sehr weitläufigen und reliefarmen Küsten-sebkha geraten. Es entstand dort die sogenannte „Zellendolomit-Fazies“. Sie umfasst klastische Gesteine, die in unverwittertem Zustand durch mm- bis cm-große Sulfatknötchen und meist auch durch hohe Karbonatgehalte gekennzeichnet sind. Diese beiden Gesteinsanteile waren in ihrer Genese miteinander verknüpft (vgl. Abschnitt zum Dolomit). In der sandigen Randfazies mehrerer mariner Abschnitte des Muschelkalks und des Keupers von Luxemburg ist eine solche Faziesbildung ebenfalls sehr häufig anzutreffen. Von DITTRICH (1982, im Druck c) ist sie detailliert dargelegt und mit der aktuogeologischen Situation am Persischen Golf verglichen worden (Kap. 8.2). Im Verlauf der späteren Diagenese haben dann natürlich weitere Stoff-Umsetzungen und Kristallisationsprozesse stattgefunden, die auch die Sulfate betrafen. Kleine Mengen Sulfat können auch spät-diagenetisch noch im Porenzement neu gebildet worden sein (vgl. FÜCHTBAUER 1988). Die frühdiagenetisch ausgeschiedenen Sulfatnester und -zemente standen jedoch am Anfang. Ihnen entstammt der Löwenanteil des Sulfats im Buntsandstein.

### Salinität (Dolomit)

Erstaunlich hohe Dolomitgehalte kennzeichnen einige Abschnitte der höheren Buntsandstein-Abfolge im Trier-Luxemburgischen Untersuchungsgebiet (Teil I: Kap. 4.3 Dolomite). In einigen Bänken können sie bis zu 65 % erreichen. Dolomit erscheint als Knollen oder Knötchen, als Bindemittel in den Sandsteinen und Konglomeraten sowie – sehr selten – auch in Form von Dolomikritbänken. Überdies kommen dolomitreiche Aufarbeitungshorizonte vor (Dolomitbröckelbänke). Häufig ist auch die sogenannte „Zellendolomit-Fazies“, die im vorhergehenden Sulfat-Abschnitt schon eingeführt wurde. Im Verwitterungsbereich, obertage und in Flachbohrungen, hinterlässt sie klastische Gesteine, die mit kleinen Gips-, Dolomit- oder Kalzit-Drusen durchsetzt sind und ein zellig-drusiges Erscheinungsbild zeigen. Diese besondere Gesteinsausbildung ist in der luxemburgischen Trias weit verbreitet. In der jeweiligen Position der ehemaligen Beckenrandbereiche erscheint sie vom höheren Buntsandstein bis hin zum mittleren Keuper (zahlreiche Abbildungen bei DITTRICH im Druck c). Zuletzt ist sie in den Zwischenschichten

(Oberer Buntsandstein) der ostluxemburgischen Kernbohrung Reisdorf durchteuft und beschrieben worden (DITTRICH et al. in Vorb.). Häufig erschienen dort mm-kleine, punktuelle Dolomitnester. Diese zeigen poikilotopische Gefüge und kommen vorwiegend in sandigen Sedimenten vor. Petrographisch handelt es sich bei diesen sekundär veränderten, mit Nestern durchsetzten Gesteinspartien um sandig-tonige Dolomite. Sie bestehen nämlich zu mehr als der Hälfte (bis 59 %) aus Karbonat.

Untersuchungen von FRANSOLET (1970) im Buntsandstein der Kernbohrung Mersch hatten ergeben, dass als Karbonatphase immer nur Dolomit erscheint. Kalzit fehlt völlig. Im Reisdorf-Profil bestätigte sich das. Diese nahezu totale Vorherrschaft der Karbonatphase Dolomit zeigt, dass das damals herrschende Porenmilieu hochsalinar gewesen sein muss. Auch müssen die  $Mg^{2+}$ -Ionen gegenüber  $Ca^{2+}$  stark angereichert gewesen sein. Eine gleichzeitige bzw. kurz zuvor abgelaufene Kalziumsulfatfällung hatte zur relativen Aufkonzentrierung von  $Mg^{2+}$ -Ionen in der Porenlösung geführt (vgl. Abschnitt zum Sulfat und Teil I: Kap. 4.4). Da normale Süßwässer im Vergleich zu Meerwasser sehr arm an gelöstem Magnesium sind, ist eine „peritidal-evaporitische Dolomitbildung“ im Sinne von FÜCHTBAUER (1988) plausibel. Es ist dies eine frühdiagenetische Dolomitisierung im Zusammenhang mit Sulfatfällung und daraus resultierender  $Mg^{2+}/Ca^{2+}$ -Erhöhung im äußerst randmarinen Bereich. Von BUSH (1973) ist in dünnen Wasserfilmen von Sturm- oder Springflut-bedingten Flutungswässern auf den Sebkhafächen am Persischen Golf sogar ein  $Mg^{2+}/Ca^{2+}$ -Verhältnis von 234,9 festgestellt worden; bei normalem Meerwasser beträgt dieser Wert bloß 5,2. Ein Sebka-Milieu, in dem die Bildung des dolomitisch-sulfatischen Mischphänomens der „Zellendolomit-Fazies“ stattfand, passt in dieses Bild.

Eine andere häufige Erscheinungsform von Dolomit sind Knollen (Knauern, Konkretionen) in Größen von 1 cm bis etwa 15 cm. Sie kommen vereinzelt oder aber in Lagen bzw. Partien angereichert vor, in klastischen, fein- bis grobsandigen Sedimenten, vor allem aber in Violetten Horizonten (Teil I: Abb. 9). Diese Knollen zeigen poikilotopische Gefüge, bei denen die detritischen Silikatkörner im Dolomit schwimmen (FRANSOLET 1970, MADER 1981b, BOSOLD 1986). Die frühe Ausscheidung des Karbonats und das Wachstum der Konkretionen vollzogen sich bei aufweitender mechanischer Platzschaffung.

Die Dolomitknollen sind früher oft als Resultat einer Bodenbildung interpretiert worden (MADER 1979–1992: „Caliche-Paläoböden“). Dies hatte nicht zuletzt mit ihrer häufigen Verknüpfung mit Violetten Horizonten zu tun gehabt (Kap. 8.2). Damals galten sie als terrestrische „Kalkkrustenböden“, die sich über sehr lange Zeiträume hinweg entwickelt hätten. Hier werden diese Calichebildungen jedoch – genetisch neutraler – als vadose Dolocretes gewertet, im Sinne von WRIGHT & TUCKER (1991). Derartige Karbonatausscheidungen können sich nicht nur in Böden, sondern auch in Sedimentprofilen ohne Bodenbildung ausbilden (vgl. auch „non-pedogenic Calcretes“ bei GOUDIE 1983).

Die konkrete Ausprägung der Dolomitanreicherungen im Untersuchungsgebiet zeigt, dass die Vertikalrichtung bei der Umlagerung von Karbonat, wie sie für Evaporations-gesteuerte vadose Calcrete- bzw. Dolocrete-Profile typisch ist, keineswegs immer stark ausgeprägt gewesen ist. Stattdessen war es wohl auch zu einer lateralen Durchsickerung poröser Sande mit hochsalinaren Lösungen gekommen. Dies erweist sich in fluviatilen Wechselfolgen mit eingeschalteten vertikal abdichtenden Tonzwischenlagen. Die karbonatische Zementation und anschließende Dolomitisierung hat dann bevorzugt die relativ grobkörnige, gut permeable Basis von Sedimentationseinheiten erfasst (Teil I: Abb. 11).

Die Karbonatzufuhr und -anreicherung geschah recht rasch. Sie ist keiner lange währenden Pedogenese (Kap. 8.2), sondern einem episodischen Einsickern und Migrieren marin-lagunärer Wässer zuzuschreiben. Der klastische Randsaum der Beckenrandzone ist dadurch weiträumig evaporitisch überprägt worden. Die von MADER (1984: S. 41) vermutete „syngenetische Ausreifung der Violetten Horizonte“ bis hin zur Bildung „knollig-akkretionärer, nahezu massiger Karbonatpanzer“ ist nicht nachzuweisen. Etwas Derartiges hat nicht oder nur extrem selten stattgefunden (mehr dazu in Teil I: S. 68).

In der temporären Sebka-Landschaft des Beckenrandbereichs konnten sich kurzfristig auch kleine, flachgründige Tümpel ausbilden. Dort hat eine Ausfällung und Sedimentation von Karbonatschlammern stattgefunden. Tatsächlich sind in der deutschen und luxemburgischen Literatur neben den zu Beginn genannten Dolomitbildungen immer wieder einmal Dolomitbänke oder -lagen innerhalb der Buntsandstein-Abfolge notiert worden (Teil I: 72). Manchmal wurden darin auch sandige Zwischenlagen erwähnt. Eine detritische Fein- bis Mittelsand-Komponente ist dem Karbonatschlamm zugemischt worden (PETERS 1985: 124, BOSOLD 1996).

Ein Nebeneinander von fluviatilen und kleinräumigen lagunären Ablagerungsmilieus wird auch durch die Lithofazies einzelner Dolomitbröckelbänke nahegelegt. Bei den Dolomitbröckelbänken handelt es sich ja um Intraklastenkonglomerate mit einem wechselnd hohen Anteil an karbonatischen Klasten („Bröckel“) und oft auch mit einem dolomitreichen Bindemittel (vgl. Teil I: Abb. 9 rechts). Vereinzelt kommen darin Karbonatklasten vor, bei denen es sich wohl nicht um aufgearbeitete Dolocretes handelt, sondern um ehemalige Karbonatschlicksedimente. Darauf deuten dann die Farbe, die Feinkörnigkeit, geringe Tonbeimengungen und vor allem auch die Form solcher Intraklasten. Diese kann manchmal langgestreckt quaderförmig oder scherbügelartig sein. Verformte Dolomitfragmente deuten auf Schlickpartien, die in noch weichem Zustand umgelagert wurden (Teil I: 72). Auch tonig-siltig-sandige Intraklasten und/oder Extraklasten können beigemischt sein. Vom Energieniveau des Ablagerungsgeschehens her sind solche Dolomitbröckelbänke mit Konglomeraten gleichzusetzen. Es ist zu einer intensiven Aufarbeitung und Umlagerung von karbonatreichen Sedimenten und zur Vermischung mit neu zugeführten fluviatilen Sanden und Geröllen gekommen. Besonders massiert ist dies im nördlichen und nordöstlichen Verbreitungsgebiet des luxemburgischen Oberen Buntsandsteins geschehen (Region Ettelbruck, Ingeldorf, Diekirch, Bettendorf, Abb. 34). Die Darlegungen von MADER (1980b, 1985: 205) im Eifel-Raum weisen überdies darauf hin, dass die Zwischenschichten im Norden deutlich mehr Niveaus mit „intraformationellen Karbonatbruchstücken“ (Dolomitbröckelbänke) enthalten als die im Süden.

Die Zeitlichkeit der Dolomitbildung im (höheren) Buntsandstein steht außer Frage. Die Vorgänge stehen keineswegs in einem genetischen Zusammenhang mit der marinen Ingression des Unteren Muschelkalks. Sie fanden weitaus früher statt. Es handelte sich um frühe, syngenetische Prozesse und nicht etwa nur um eine spätere, spätdiagenetische Zementierung rein fluviatiler Sandsteinserien. Der Gefügebefund ist dahingehend eindeutig (Teil I: Kap. 4.3 mit Abb. 9 bis 11). Dies schließt aber keineswegs aus, dass es bei der späteren Diagenese zu verschiedenen Umsetzungsprozessen gekommen ist, die auch das Karbonat betrafen. Entsprechende Dünnschliff-Beschreibungen lieferten etwa MADER (1980a, 1981b) und PETERS (1985). Je nach Gesteinstyp fanden mehrere Einzelschritte der Diagenese statt. Beim Abbau von Feldspat können auch kleine Mengen Karbonat noch zusätzlich entstanden sein. Die zahlreich vorhandenen Dolomitkonkretionen sind aber zweifellos das Resultat einer sehr frühen Diagenese („syngenetico-diagenetic“, MADER 1981b).

Ein kausaler Zusammenhang besteht zwischen der groben Proximalfazies der Gesteinsserien im Untersuchungsgebiet und ihrer Permeabilität für spätere Grundwässer. In stärker exponierten Gebirgstteilen konnte es daher leicht zur Verwitterung und zur gelösten Abfuhr des (Halits, Sulfats, Magnesits(?) und) Dolomits aus dem Gesteinsverband kommen. Die primäre Gesteinschemie ist so durch eine jahrmillionenlange Auswaschung verarmt worden.

Übrig blieb ein Gesteinsbild, das im rechtsrheinischen Buntsandsteingebiet unter dem Begriff „Tigersandstein“ bekannt ist (vgl. etwa PUFF & RADZINSKI 2013: 435). Es handelt sich um Sandsteine, die mit mm- bis cm-großen, schwarzbraunen, mulmig-porösen Flecken durchsetzt sind. Diese Fleckung kann sich zu größeren, mit etwas manganhaltigem Eisenmulm gefüllten Hohlräumen erweitern. Auch Drusen und Kavernen kommen vor. Verwitterte Konglomerate können ähnlich aussehen. Ein Zusammenhang dieser Mulmanreicherungen mit organischen Resten besteht nicht, es handelt sich um die Verwitterungsreste von dolomitischen Gesteinsanteilen (Teil I: Kap. 4.3).

### **Herkunft des salinaren Stoffbestandes**

Stellvertretend für eine bislang gängige Anschauung sei hier eine schriftliche Mitteilung (2018) meines geschätzten Krefelder Kollegen Dr. K.-H. RIBBERT zitiert. Das Ca-Mg-Karbonat könne vom Gallischen Festland mit seinem Feldspat führenden Kristallin stammen. Von dort könne nämlich ein durch die Feldspatverwitterung karbonatreicher Grund- und Porenwasserstrom abgeleitet werden. Verwitternde paläozoische Schwarzschiefer mit Pyrit könnten vielleicht für die Sulfatkomponente verantwortlich sein. Anteilig ist diese Deutung sicherlich richtig. Was im Großen und Ganzen aber dagegen spricht, ist die in den vorhergehenden Abschnitten skizzierte schiere Menge an Halit, Sulfat und Dolomit.

Unbestritten ist natürlich, dass im Westen, Südwesten und Süden des hier untersuchten Sedimentationsraums weiträumige Hinterländer existierten. In der paläogeographischen Karte des Buntsandstein-Beckens von RÖHLING & LEPPER (2013; vgl. Teil I: Abb. 2) sind das London-Brabanter Massiv und südlich davon das Ardennisch-Gallische Massiv namentlich verzeichnet. Dort wo später das Pariser Becken entstand, lag damals das ausgedehnte „Gallische Land“. Die ehemalige Wasserscheide in Richtung Nordosten und Osten hat dort wohl im Bereich der Parisischen Kordilliere gelegen (Teil III: Abb. 26). Der dadurch abgetrennte weite Bereich des Armorikanischen Massivs entwässerte damals nämlich zum Biscaya-Riftgraben im Südwesten und Westen (vgl. ZIEGLER 1990: Anlage 20).

Sicherlich ist es in diesen „gallischen“ Rückländern zu einer gewissen – vor allem physikalischen – Verwitterung gekommen. Allerdings nahm der gesamte Buntsandstein keineswegs eine derartig lange Zeitspanne ein (Abb. 39 in Kap. 8.4), als dass es zwischenzeitlich zu einer „Äonenlangen“ intensiven chemischen Zersetzung der Liefergesteine hätte kommen können. Die eher ariden klimatischen Verhältnisse waren dafür auch nicht günstig (mehr dazu im Klima-Abschnitt weiter unten). Beckenweit und insbesondere proximal ist im Buntsandstein-Korngut unverwitterter Feldspat typisch. An den kristallinen Hinterländern fanden sich Arkosen und nahezu unverwitterte Granit-Gruse (PAUL & PUFF 2013). Auf diese Art und Weise sind also keine besonders großen Mengen an Natrium-, Calcium-, Magnesium-, Chlorid-, Sulfat- und Karbonat-Ionen verfügbar gemacht worden.

Sehr wesentlich ist auch, dass es sich beim Trier-Luxemburgischen Untersuchungsgebiet überhaupt nicht um eine regionale Playa gehandelt hat. Die Situation einer isolierten kontinentalen Endpfanne, in der sich die Verwitterungslösungen aus dem Umland zusammen mit Ton-

schlammten ansammeln und schließlich auskristallisierten, herrschte hier nicht. Stattdessen existierte eine fluviatile Durchgangssituation, es war eine Transitzone hin zum Beckeninneren in Norddeutschland und in Holland. Die hiesigen Sedimentationsräume gehörten dem normalen Flusslängsprofil einer Beckenrandzone an. Da sie in die Subsidenz des Gesamtbeckens miteinbezogen waren, gewannen sie auch eine weitaus bessere geologische Erhaltungsfähigkeit, als es bei den rezenten, aktuogeologisch gut untersuchten innerkontinentalen Playas, Salzseen u.ä. der Fall sein wird.

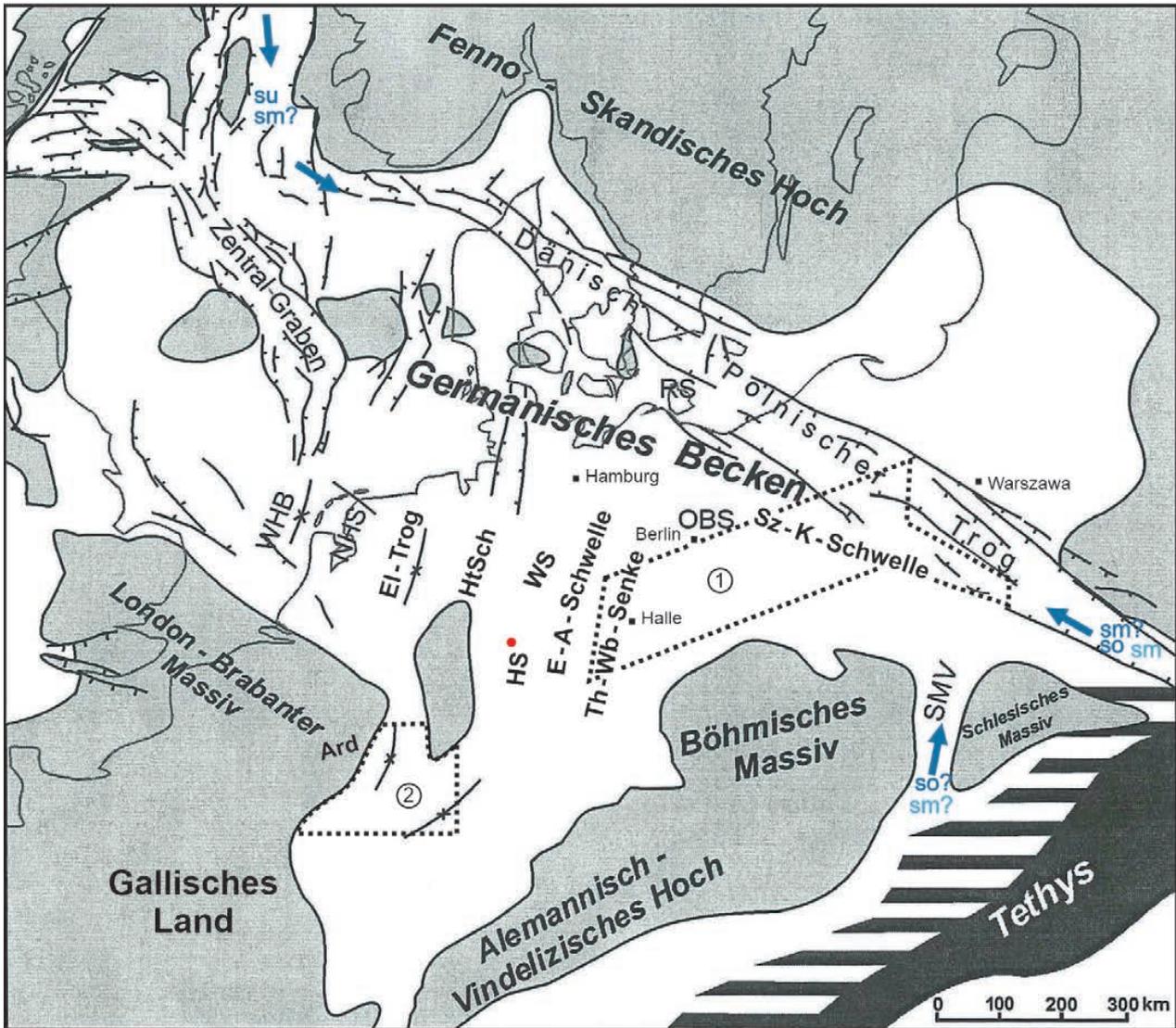
Die Stofffracht der mäßig konzentrierten Süßwässer der gallischen Drainagegebiete ist also zum weit überwiegenden Teil „durchgerauscht“. Dies bedeutet, dass die in den Liefergebieten freigesetzten Alkali- und Erdalkali-Ionen nur zu einem geringen Teil im Untersuchungsgebiet „hängen“ blieben. Mit dem fluviatilen Wasserabstrom waren sie weitestgehend dem generellen Drainageweg nach ENE und – vor allem später dann – nach Norden unterworfen. Zum allergrößten Teil erreichten sie schließlich den Wasserkörper des Beckenzentrums.

Ein wichtiges Argument dafür ist folgende Überlegung. Generell sollten gallische Verwitterungslösungen zu allen Zeiten angefallen sein, im gesamten Zeitraum der Untertrias. Dementsprechend sollten alle fluviatilen Abfolgen des Untersuchungsgebietes in gewissem Umfang evaporitisch geprägt sein. Der dahingehende petrographische Befund ist aber anders. Es erweist sich eine auffällige zeitliche Selektivität des gesteinsprägenden Auftretens von Evaporiten und Karbonaten. In den Gesteinsabfolgen des Unteren Buntsandsteins und des tieferen Mittleren Buntsandsteins fehlen sie. Erst ab der s5-Folge (smt0, dem Äquivalent der Hardeggen-Formation) kommen Ausscheidungen von übersättigten salinaren Grund- und Porenwässern vor. Im Kieselkonglomerat (Tab. 5) finden sich Kugelbildungen, die ursprünglich aus karbonatreichen Grundwässern resultierten und in den Formenkreis der phreatischen Calcretes/Dolocretes gehören (DITTRICH 2016a: Kap. 3; vgl. auch Kap. 8.4: Abschnitte s1+s2 und s5). In den Violettschichten der ausgehenden s5-Folge sind Dolomitaneicherungen häufig, es erscheinen Knollen und dünne Lagen (Teil I: 54 und 68). Im smt0 der Süd- und „Westeifel“ existierten auch individuenreiche Ansiedlungen der salzliebenden Pflanze *Pleuromeia sternbergii* (Teil I: Kap. 4.2 mit Abb. 8).

Was hatte sich geändert? Ein nennenswerter Klimawechsel war zu Beginn der s5-Folge nicht eingetreten (mehr zum Klima weiter unten). Auch war der Großteil der Sedimentabfolgen immer noch in fluviatilen Braided-River-Systemen abgelagert worden. Dennoch war die paläogeographische Gesamtsituation nun offenbar eine andere. Es war nämlich ein anderer wesentlicher genetischer Faktor hinzugekommen, nämlich der von zeitweiligen, kurzfristigen, seichten, marinen Vorstößen aus dem Beckeninneren. Sie beeinflussten das damalige chemische Milieu und die petrographische Zusammensetzung der resultierenden Gesteine.

Andere Argumente stützen diese Deutung. Vereinzelt kommen verschiedene marin-tidale Gefügemerkmale vor (Teil I: Kap. 4.1), und zwar bevorzugt im Nordteil des Untersuchungsgebietes und in der Eifeler Nord-Süd-Zone („Westeifel“). Auch nehmen die Dolomitgehalte der Gesteine tendenziell nach Norden hin zu. Vor allem aber existiert eine stratigraphisch erkennbare Synchronizität zu Phasen im Buntsandstein, die auch im Beckeninneren als Hochstandsphasen bzw. Ingressionsereignisse erkannt und ausgewiesen worden sind (Kap. 8.4).

Das vereinzelte, sehr seltene Vorkommen von typischen Caliche-Karbonatkrusten („palaeosol“ bei MADER 1981d: Tafel 1: Abb. 3) ist kein Argument gegen eine marin-lagunäre Abkunft des zugrundeliegenden Karbonatmaterials (mehr dazu in Teil I: S. 68). Nachdem nämlich die ent-



<b>E-A-Schwelle</b>	Eichsfeld-Altmark-Schwelle		Richtung der marinen Ingressionen im:
<b>El-Trog</b>	Emsland-Trog	su	Unteren Buntsandstein
<b>HtSch</b>	Hunte-Schwelle	sm	Mittleren Buntsandstein
<b>NHS</b>	Nordholländische Schwelle	so	Oberen Buntsandstein
<b>OBS</b>	Ostbrandenburg-Schwelle		Arbeitsgebiete:
<b>RS</b>	Rügen-Schwelle	1	BECKER 2005
<b>SMV</b>	Schlesisch-Mährische Verschiebungszone	2	DITTRICH 2020
<b>Sz-K-Schwelle</b>	Szczecin-Kalisz-Schwelle	<b>WS</b>	Weser-Senke
<b>Th-Wb-Senke</b>	Thüringen-Westbrandenburg-Senke	<b>HS</b>	Hessische Senke
<b>WHB</b>	Westholländisches Becken	<b>Ard</b>	Ardenennen

Abb. 35: Paläogeographie des mitteleuropäischen Buntsandstein-Beckens (aus BECKER 2005, graphisch verändert; zum Westbereich siehe Teil I: Abb. 2; boreale Nord-Pforte im su nach HEUNISCH & RÖHLING 2016; hellblaue Eintragungen: nach TIETZE & RÖHLING 2013; roter Punkt: hessische Referenzbohrung Borken K47).

sprechende Stofffracht einmal ins lokale Environment eingebracht war, konnte sie selbstverständlich im noch unverfestigten, hochpermeablen Sedimentkörper des klastischen Randsaums migrieren und darin (mehrfach?) verlagert werden. Bei tendenziell aridem und heißem Klima stellt ein azsender Porenwasserstrom mit (erneuter?) Ausfällung des Karbonats nichts Unge-

wöhnliches dar. Die damals vorhandene schiere Menge an Karbonat bedarf aber der oben ausgeführten Erklärung. Durchschnittliche terrestrische Süßwässer sind auch zu arm an  $Mg^{2+}$ , um eine vollständige Dolomitierung aller Buntsandstein-Karbonate zu verursachen. Der Gefüge- und Lithofaziesbefund mehrerer Buntsandstein-Abschnitte machte zudem temporär küstennahe, wohl auch lagunär bzw. supratidal geprägte Bildungsbedingungen wahrscheinlich (vgl. Teil I und Abschnitte zum Sulfat und Dolomit).

Die karbonatischen Calichebildungen im Intramontanbecken des saarpfälzischen Rotliegend – in dieser speziellen kontinentalen Region war starke Subsidenz und dementsprechende Sedi-menterhaltung verwirklicht – sind stofflich von intensivem Vulkanismus und begleitenden  $CO_2$ -Exhalationen begünstigt worden. Völlig anders war dies im Trier-Luxemburgischen Randbecken des Buntsandsteins. Hier hat synsedimentär keinerlei vulkanische Aktivität stattgefunden, vulkanisches Abtragungsmaterial hat zudem eine quantitativ vernachlässigbar geringe Rolle gespielt (MADER 1980d).

Zuletzt noch ein Nachtrag zur Halit-Komponente am Südrand des Buntsandstein-Beckens. Die Nachweis-Situation im Trier-Luxemburgischen Untersuchungsgebiet ähnelt derjenigen in der grobklastischen Buntsandstein-Randfazies rechtsrheinisch, in Baden-Württemberg. Auch dort sind (reliktische) Salzgehalte im Buntsandstein-Aquifer belegt. Nach einer mündlichen Mitteilung des ehemals im Geologischen Landesamt in Freiburg tätigen Hydrogeologen Prof. Dr. THEO SIMON sind dort salzige Buntsandstein-Wässer anzutreffen, die nicht (!) aus einem unterlagernden Zechstein-Salinar eingewandert sein können. Angesichts des dort sehr proximal abgelagerten Buntsandsteins dieser Region hatte dies seinerzeit eine überraschende Besonderheit dargestellt. Röt-Salinare sind in den dortigen Flussablagerungen ja nicht mehr entwickelt. Salzstaub-Einwehungen vom Beckeninneren im Norden können wegen der vorwiegend nach Norden bzw. Nordosten gerichteten Windrichtung dieser Zeit (MADER 1980b, 1981a, PAUL & PUFF 2013) wohl auch nur eine sehr untergeordnete Rolle gespielt haben. Ursächlich waren wohl vor allem temporäre seichte saline Überflutungen des klastischen Randsaums im Süden.

### **Marinität im Hauptbecken**

Die Existenz eines häufig marin geprägten Wasserkörpers im Zentrum des Germanischen bzw. Mitteleuropäischen Buntsandstein-Beckens kann heutzutage nicht mehr ernsthaft bezweifelt werden. Die Vielzahl der Hinweise darauf ist überwältigend, seien sie nun makropaläontologischer, mikropaläontologischer, ichnologischer, mineralogischer oder sedimentologischer Natur (vgl. Teil I und DITTRICH 2016a: Kap. 2.2.2). In den Abfolgen des Buntsandsteins erscheinen Ceratiten, marine Muscheln, marine Strahlenflosser und Lungenfische, Haie, Limuliden, Estherien und Foraminiferen, brackisch-marine und hochmarine Acritarchen und Grünalgen, Kalkalgenmatten, typisch marine Spurenfossilien und vieles andes mehr (LANGBEIN 1974, BUSSE & HORN 1978, DOUBINGER & BÜHMANN 1981, WYCISK 1984, BACKHAUS 1986, 1996, HORN 1991, LEPPER & UCHMANN 1995, RADIES & TIETZE 1998, PAUL 2006, BACKHAUS et al. 2013, DERSCH-HANSMANN et al. 2013, TIETZE & RÖHLING 2013, HEUNISCH & RÖHLING 2016). Aus der Kenntnis nordostdeutscher Buntsandstein-Bohrkernstrecken heraus wertete M. FRANZ/Göttingen die geringe Fossilführung braunroter Ton-Silt-Sandstein-Abfolgen als ein vornehmlich taphonomisches Problem (mündl. Mitt., Tagung Perm-Trias-Subkommission 11.-13.5.2017 in Güstrow); sie sei vielfach bloß dem geringen Erhaltungspotenzial innerhalb dieser Lithofazies geschuldet. Die vereinzelt nachgewiesenen marinen bzw. marin-tidalen Gefügenderkmale sind Prielrinnen, Hummocky- und Herringbone-Schrägschichtung, bipolare Schüttungsrichtungen, Gezeitenbündel (tidal

bundles), Linsen- und Flaserschichtung usw. (u.a. RÜCKLIN 1954, WYCISK 1984, MADER & TEYSEN 1985, BECKER 1990, RADIES & TIETZE 1998, TIETZE & RÖHLING 2013, DERSCH-HANSMANN et al. 2013, DITTRICH 2017). Auf der westpolnischen Szczecin-Kalisz-Schwelle (Abb. 35) kommt in weiten Teilen der dort entwickelten Buntsandstein-Abfolge (BECKER 2005: Abb. 36) Glaukonit vor. Im Beckenbereich weisen manchmal massige Anhydritbänke oder auch -knollen, Corrensit- und Magnesit-Gehalte auf marin-lagunäre bzw. auf Sebhka-Bedingungen hin (u.a. DOUBINGER & BÜHMANN 1981, PAUL 2002, 2006, PUFF & RADZINSKI 2013).

Für den Oberen Buntsandstein war eine starke marine Beeinflussung des Beckeninneren schon länger in der Fachwelt akzeptiert gewesen. Oft wurde dafür ein „Vorläufer der Muschelkalk-Transgression“ verantwortlich gemacht. Dies ist so aber nicht korrekt. Marinität ist auch eine originäre Milieu-Eigenschaft des Buntsandsteins selbst, jedenfalls abseits der Beckenrandzonen. Die Entstehung der Gips- und Steinsalz-reichen Röt-Formation in Nord- und Mitteldeutschland fand häufig unter normalmarinen Bedingungen mit einer typischen Meerwasser-Zusammensetzung statt. Dies zeigten etwa die im Salz gelegentlich vorkommenden Gas-Flüssigkeits-Einschlüsse, u.a. deren Brom-Gehalte (KOVALEVYCH et al. 2009). Dasselbe dokumentierten die Schwefelisotope der Röt-Sulfate, deren Zusammensetzung dem marinen Weltstandard entspricht (PAUL 2002, 2006, TIETZE & RÖHLING 2013). Stenohaline Fossilien – also solche, die Salzschwankungen nicht tolerieren und nur in normalmarinem Milieu vorkommen – untermauern die Gewissheit, dass es im Oberen Buntsandstein mehrere (kurze) marine Ingressionen gegeben hat. Verbindungen zur Tethys (Paläotethys) bestanden vor allem über die Karpatische und die Schlesische Pforte (BECKER 2005, TIETZE & RÖHLING 2013; Teil I: Abb. 2; Abb. 35). Diese beiden Meeresstraßen im Südosten werden manchmal auch als Ostkarpatische Pforte und oberschlesisch-mährische Pforte bezeichnet. Sie schufen die Verbindung zum Tethys-Ozean und so auch zum Weltmeer.

Durch die boreale Pforte im Norden war auch eine zeitweilige Verbindung zum Ozean des Panthalassischen Beckens gegeben. Dies galt vor allem für den (?Unteren und) Mittleren Buntsandstein (BECKER 2005; Abb. 35). TIETZE & RÖHLING (2013: Kap. 7.3.4) schilderten die Gesamtsituation folgendermaßen: Das frühtriassische Rifting zwischen Grönland und Skandinavien erfasste den Nordatlantik und den Nordseeraum. So wurden temporäre nördliche Anbindungen durch den Viking-Graben, den Zentralgraben und den Horda-Halbgraben geschaffen. Die tektonische Struktur des mitteleuropäischen Buntsandstein-Beckens mit seinen zahlreichen Trögen und Senken (Abb. 35) ermöglichte dann den marinen Zufluss in südliche Gebiete. HEUNISCH & RÖHLING (2016) beschrieben unter Benennung weiterführender Referenzliteratur eine multiphasige frühtriassische Ausdehnung des Viking-Zentralgraben-Systems. Insgesamt sind also Meeresstraßen sowohl im Bereich des Norwegen-Grönland-Meer-Grabens als auch im Bereich der schon genannten Pforten im Südosten in Betracht zu ziehen (vgl. ZIEGLER 1990).

Für den Unteren und Mittleren Buntsandstein – anders als für den Oberen Buntsandstein – hatte sich die Akzeptanz hinsichtlich mariner Beeinflussungen im Beckeninneren nur langsam Bahn gebrochen. Sogar TIETZE & RÖHLING (2013) hatten marine Ingressionen in dieser Zeit generell noch als Ausnahmeerscheinung und als eher kurze Ereignisse bezeichnet. Durch die Ausarbeitung von HEUNISCH & RÖHLING (2016) für das nördliche Mitteldeutschland ist dies dann aber relativiert worden. Es ließen sich dort zahlreiche kurze, teilweise auch längerfristige (vgl. dortige Fig. 14 nach E. SCHULZ 1994) marine Episoden im su und sm nachweisen. Für den Mittleren Buntsandstein ist nunmehr von einem deutlichen Abbild der Olenekium-Transgression auszugehen, die sowohl im Tethys-Raum als auch in der borealen Region bekannt ist (vgl. HAQ et al. 1987,

1988). In den Untersuchungsergebnissen von BECKER (2005) hatte sich diese auch schon sehr deutlich abgebildet (Abb. 39 in Kap. 8.4). Die im ersten Absatz angeführten Milieuhinweise gelten vielfach auch für den frühen Buntsandstein.

Für die weiteren Darlegungen der hier vorgelegten Arbeit bleibt das Fazit, dass marine Ingressionen in das Mitteleuropäische Becken eine deutlich größere Rolle gespielt haben, als in der gängigen Literatur bisher angenommen worden ist. Über weite Abschnitte des Buntsandsteins hinweg existierte im Beckeninneren intermittierend ein mariner, manchmal auch hypersalinar-mariner Wasserkörper.

### **Anbindung nach Norden**

Im Unteren Muschelkalk hatte unzweifelhaft eine Meeresstraße von Norden her in das Trier-Luxemburger Untersuchungsgebiet bestanden (FUCHS & MADER 1980). Sie verlief entlang der Eifeler Nord-Süd-Zone. Genutzt wurde dabei eine strukturell vorgezeichnete alte Senkungszone im variskischen Gebirge. Als lineare, Nord-Süd-verlaufende Achsendepression trennt sie die unterschiedlich strukturierten variskischen Einheiten der Ardennen im Westen und der Eifel im Osten (MEYER 2013).

Im Buntsandstein existierte diese Senkungszone auch schon. Im Zuge des triassischen Subsidenzgeschehens hatte sie sich im Verlauf der s3-Folge etabliert (Teil III: Kap. 7.3.2). Die Flüsse, die vor allem aus dem Gallischen Land weit im Süden und Südwesten kamen, konnten nun erstmals nach Norden entwässern. Im Zeitraum s3 bis s7 stellte die Eifeler Nord-Süd-Zone die Verbindung zum holländischen und norddeutschen Teil des Buntsandstein-Beckens her (vgl. Teil I: Abb. 2; Abb. 35). MADER & TEYSSEN (1985: 74) haben es – für den Oberen Buntsandstein – folgendermaßen formuliert: „Die Depression der Eifeler Nord-Süd-Zone ist im Bereich ihrer Trogachse (Axialfazies) ein besonders gutes Beispiel eines longitudinalen fluviatilen Systems.“. Strukturell konfiguriert wurde der Senkungsraum durch Nord-Süd bzw. NNE-SSW (rheinisch) streichende Bruchlinien (Teil III: Abb. 27). Im Mächtigkeits- und Faziesmuster der Sedimentabfolgen zeichnen sie sich tendenziell ab. Die Bruchlinien waren schon im variskischen Grundgebirge alt angelegt. Im wechselhaften krustalen Dehnungsgeschehen der Untertrias (Teil III: Kap. 7.3.3) wurden sie reaktiviert und sehr langsam synsedimentär bewegt. Dadurch wurde der damalige Beckenboden mit relativ weitspannigen, eher flexurellen Senkungsbewegungen ausgestaltet (Teil III: 71).

Im Mittleren und Oberen Buntsandstein erfolgte der fluviatile Transport in der Eifeler Nord-Süd-Zone von Süd nach Nord. Dies belegen sowohl die umfangreich dokumentierten Ergebnisse von Schüttungsmessungen von D. MADER (1979–1992) in der „Westeifel“ als auch die allmähliche Kornverfeinerung der Sand- und Kiessedimente nach Norden. Überdies sind im Untersuchungsgebiet nach Norden zu immer mehr und immer mächtigere Ton-Schluffstein-Pakete in die Sandsteinabfolgen eingeschaltet (Teil II: Kap. 6.1).

Die Verbindung zwischen dem Germanischen (bzw. Mitteleuropäischen) Beckeninneren und der Trier-Luxemburgischen Randzone durch die Eifeler Senkungszone konnte allerdings auch in umgekehrter Richtung funktionieren. Zeitweilige marine Einflüsse von Norden her sind nicht unwahrscheinlich. Temporäre Meeresspiegel-Hochstände im Beckeninneren hatten wohl deutliche Verschiebungen der Faziesgürtel nach Süden zur Folge. Die in der Randzone des Beckens angesiedelten Sebkhafächen des Oberen Buntsandsteins etwa, die randmarinen Salztonebenen also (Teil I: 13), können zeitweise ins Untersuchungsgebiet hineingeragt ha-

ben. Auch können seichte und kurzfristige marin-lagunäre Flutungen ihre Salzfracht und eine entsprechende Gefüge-Prägung der klastischen Randsaumsedimente hinterlassen haben.

Interessant ist jedenfalls, dass jegliche salinaren Anklänge im Trier-Luxemburgischen Untersuchungsgebiet erst ab der s5-Folge dokumentiert sind. Dann erst entstand die schwache temporäre Anbindung an das ferne Weltmeer. Dieser Anschluss erfolgte maßgeblich von Norden her. Eine marine Verbindung nach Nordosten, zum rechtsrheinischen Beckeninneren in Nordhessen und Niedersachsen, durch das „Bitburg-Kasseler Senkungsfeld“ (Teil III: Kap. 7.3.1 mit Abb. 25 und 7.3.2) könnte temporär (s5-Folge?) eine gewisse zusätzliche Rolle gespielt haben.

### **Sequenzstratigraphische Vorbemerkungen: Das klassische Konzept**

Das ursprüngliche Konzept der Sequenzstratigraphie war in den 1970er und 1980er Jahren als methodisches Hilfsmittel zur Exploration von Kohlenwasserstoffen entwickelt worden. Es bezog sich auf passive Kontinentalränder, es ging also zunächst um tiefe, stark absinkende Beckenräume. Im dortigen marinen Umfeld waren Sequenzgrenzen (sequence boundaries, SB) jeweils die Folge der maximalen Regression. Generell spielten marine, auf dem Schelf abgelagerte oder unmittelbar küstenbezogene Sedimenttypen eine wesentliche Rolle.

Im vorwiegend kontinentalen Buntsandstein des Germanischen (bzw. Mitteleuropäischen) Beckens galten aber andere Rahmenbedingungen. Hier war nicht nur die Eustasie für die sequenzstratigraphische Unterteilung der Schichtenfolge entscheidend. Tektonik war hier sehr wesentlich. Für den globalen Meeresspiegel hatten HAQ et al. (1987) im Zeitraum der tieferen Trias, vom unteren bis fast zum höchsten „Scythian“, bloß drei transgressive Phasen rekonstruiert, die durch regressive Zeitspannen unterbrochen waren. Eine globale Regression mit einem Meeresspiegel-Abfall von 20-30 m war zunächst etwas über der Mitte der skythischen Zeitspanne verzeichnet, zwei schwächere etwas höher. Im Germanischen Buntsandstein hingegen war die Situation komplexer. Hier kam den schon von F. TRUSHEIM in den frühen 1960er Jahren ausgewiesenen Diskordanzen eine maßgebliche Bedeutung zu. Regionale Sequenzen können ja nicht nur durch eustatische Meeresspiegel-Schwankungen hervorgerufen werden, sondern auch durch tektonisch gesteuerte vertikale Relativbewegungen. Tektonische Hebungen bewirken ähnliches wie eine globale Regression. Sie können eine eustatische transgressive Tendenz konterkarieren, indem sie sie verzögern, abschwächen oder sogar neutralisieren.

Insofern musste der individuellen Entwicklung des mitteleuropäischen Beckenraums Rechnung getragen werden. Im Jahr 1992 ist dann von AIGNER & BACHMANN ein sequenzstratigraphisches Interpretationsmodell für die Germanische Trias vorgelegt worden. Darin treten drei altbekannte Buntsandstein-Diskordanzen als Sequenzgrenzen in Erscheinung. Es handelt sich um die V- bzw. s2/s3-Diskordanz, die D- bzw. s3/s4-Diskordanz und die H- bzw. s5/s6-Diskordanz. Zwei weitere im höheren Buntsandstein kamen hinzu, die an der S-Diskordanz (TIETZE & RÖHLING 2013: Tab. 7.3-1) und diejenige an der G-Diskordanz (Tab. 5 in Kap. 8.3). So wurde der Buntsandstein in fünf Sequenzen unterteilt (B1 bis B5), eine weitere Sequenz leitet vom Röt zum Unteren Muschelkalk über (M1; Abb. 39 in Kap. 8.4).

Im ursprünglichen Sinne beschrieb die Sequenzstratigraphie die sedimentären Auswirkungen eines zyklisch ansteigenden und wieder abfallenden Meeresspiegelniveaus (HAQ et al. 1987, 1988). Ihre Nomenklatur und Symbolik entstammt dem internationalen (englischen) Sprachraum. Die eustatische Bezugsdimension sind Zyklen der 3. Ordnung (Dauer etwa 0,5 bis 3 Mio a). Die Sequenzen zeigen ein regelhaftes Stapelungsmuster (stacking pattern) von Parasequenzen, die

ihrerseits Meeresspiegelzyklen der 4. Ordnung abbilden. Im ursprünglichen Modell enthält jede Sequenz enthält drei sogenannte Systemtrakte (systems tracts) mit einem spezifischen Stapelungsmuster der Parasequenzen. Über der basalen Sequenzgrenze (sequence boundary, SB) folgt ein Tiefstand-Systemtrakt (Lowstand Systems Tract, LST), dann ein Transgressiver Systemtrakt (TST) und schließlich ein Hochstand-Systemtrakt (HST; deutsche Benennungen nach SCHÄFER 2005). Im LST wird in einem zunächst stark reduzierten (regressiven), sich aber dann schon ein wenig erweiternden Sedimentationsraum ein retrogradierender, d.h. landwärts vorrückender Sedimentstapel aufgebaut. Im TST kommt es dann über einer markanten basalen Transgressionsfläche (transgressive surface, ts) zu einer raschen Erweiterung des Sedimentationsraumes. Es entsteht eine stark retrogradierende Abfolge von Parasequenzen. Die Fläche der maximalen Überflutung (maximum flooding surface, mfs) leitet schließlich den HST ein. Dieser umfasst einen aggradierenden (normal vertikal übereinanderfolgenden) bis progradierenden (sich wieder beckenwärts rückverlagernden) Parasequenzen-Stapel (SCHÄFER 2005). Alle hier und im Folgenden genannten sequenzstratigraphischen Begriffe und Abkürzungen werden in den späteren Kapiteln Verwendung finden.

Das ursprüngliche sequenzstratigraphische Modell war für die Ränder von tieferen, stark subsidenten Becken entwickelt worden. Die lateralen stratigraphischen Gegebenheiten in den äußeren Proximalzonen von kontinentalen Randfaziesgebieten waren (wirtschaftlich) zunächst nicht von besonderem Interesse gewesen; sie waren anfangs weitgehend unberücksichtigt geblieben. Erst später hat sich das wissenschaftliche Interesse vermehrt auf den (epi-)kontinentalen Bereich gerichtet. Für derartige Randzonen ist die regionale „coastal onlap curve“ von besonderer Bedeutung, wie sie von AIGNER & BACHMANN stark schematisiert verzeichnet worden war (Abb. 39 in Kap. 8.4). Sie bezieht sie sich auf die land- und beckenwärtigen Verschiebungen der äußeren Faziesgürtel. Das maximale landwärtige Aufgreifen der (marinen) Beckennormalfazies auf die Rückländer bildet sich definitionsgemäß in der mfs (maximum flooding surface) ab, am Beginn des Hochstand-Systemtrakts. Wenn keine klare Einzelfläche sondern eher ein transgressives Sedimentpaket erkennbar ist, wird manchmal auch der Begriff „maximum flooding zone“ (mfz) verwendet. Beiden Flutungseignissen (flooding surfaces: ts und mfs) wird vom Modell her Isochronie und überregionale Verfolgbarkeit zugeschrieben (MIALL 2010).

In distaler gelegenen Beckenbereichen mit schwacher Subsidenz (Schwellen) sind vor allem die Sequenzgrenzen und die transgressiven Niveaus der „transgressive surface“ (ts) und der mfs (bzw. mfz) gut entwickelt und erkennbar; der Tiefstand-Systemtrakt (LST) kann hier völlig fehlen (SWENNEN 1991, BECHSTÄDT et al. 1994). Andere Verhältnisse existieren in proximalen Beckenrandbereichen mit einer mittleren Subsidenzrate und einem tektonisch verursachten erhöhten Reliefgradienten zu den recht nahe gelegenen Hinterländern. In der dort entstehenden, weitgehend (grob-)klastisch dominierten Schichtenfolge stechen vor allem die Niveaus der maximalen marinen Überflutung (mfs bzw. mfz) faziell heraus. Ablagerungen des Peritidalbereichs – dieser Begriff kennzeichnet die höhenmäßig erweiterte Gesamtheit von Supra-, Inter- und Subtidalbereich – zeigen nämlich besondere chemische, granulometrische und Gefüge-Merkmale. Sie können dort über längere Zeit gebildet werden (aggradierendes Stapelungsmuster im HST) oder nur für kurze Zeit (progradierende Entwicklung). Im späteren HST verringerte sich allmählich der randmarine Faziescharakter wieder. Das Absinken des eustatischen Meeresspiegels am Ende einer Sequenz bewirkt dann eine rapide, eine „erzwungene“ Regression (enforced regression). PRATT et al. (1992) haben die Auswirkung eustatischer Meeresspiegelschwankungen 3. Ordnung im peritidalen Bereich modelliert (peritidal stacking patterns), unter Ausklammerung tektonischer Subsidenz. Als Ergebnis skizzierten sie für den proximalen Beckenbereich eine bloß

metermächtige Sequenz zwischen zwei Sequenzgrenzen. Der weit vorgeifende frühe Hochstand (Early Highstand) ist darin durch eine aggradierende Stapelung von geringmächtigen Sub-, Inter- und Supratidalsedimenten besonders betont. Der späte Hochstand ist äußerst geringmächtig dokumentiert, der wieder fallende Meeresspiegel hat nämlich einen markanten, abgestuften („geschindelten“) Rückzug der geringmächtigen peritidalen Parasequenzen verursacht (shingled offlap).

Tatsächlich ist es so, dass in neueren internationalen Modellen über dem HST noch ein weiterer Systemtrakt vorkommt. Eine vollständige Sequenz, die sich ja von einem zyklisch schwankenden eustatischen Meeresspiegel ableitet, umfasst demnach vier Systemtrakte. Neu definiert wurde der Falling Stage Systems Tract (FSST, vgl. etwa CATUNEANU 2006, MIALL 2010). Namentlich ersetzte er den früher gelegentlich ausgehaltenen „Late Highstand Systems Tract“ (LHST). Der FSST oberhalb der basalen „surface of forced regression“ (bsfr) zeichnet sich durch eine stark progradierende (regressive) Stapelung der Parasequenzen aus (downstepping). Er ist eher geringmächtig und fast ausschließlich in tieferen (marinen) Beckenzonen vertreten. Für die (epi-) kontinentale Germanische Trias sind derartige Systemtrakte deshalb kaum je von praktischer Bedeutung. Eventuell entstandene FSST-Sedimente fehlen gemeinhin unterhalb der nächstjüngeren Sequenzgrenze.

In den Randbereichen eines Beckens gibt es im klassischen sequenzstratigraphischen Ablagerungsmodell durchaus Außenzonen, wo über dem vormaligen Beckenrand – ggf. einer älteren Sequenz – unmittelbar (und nur noch) der HST aufliegt. Nur dieser maximal transgressive Systemtrakt einer Sequenz erreicht dieses äußere Gebiet. Noch drastischer wird es, wenn auch noch Vertikaltektonik mit im Spiel ist. Wenn die hangende Sequenzgrenze mit einer nachgewiesenen tektonischen Diskordanz zusammenfällt, so kann schon der Hochstand-Systemtrakt deutlich geringmächtiger entwickelt sein als im Standard-Modell. Bedingt durch Hebungsbewegungen kann sich dann der gesamte Abschnitt von HST+FSST im Sedimentbericht des Beckenrandbereichs maßgeblich auf seinen alleruntersten Teil beschränken. Alle höheren stratigraphischen Bereiche fallen dann aus. Vertikale tektonische Relativbewegungen können also das frühe Ende einer Sequenz bewirken. Die Zeitlücke im Bereich der Sequenzgrenze ist dann insgesamt recht groß.

Zurück zur regionalen „coastal onlap curve“, wie sie von AIGNER & BACHMANN (1992, 1998) dargestellt worden ist (vgl. Abb. 39 in Kap. 8.4). Dort war in jeder Sequenz ein zunehmendes Übergreifen auf die Beckenränder verzeichnet, zuletzt allerdings nur noch schwach. Ein Zurückweichen am Schluss kam nicht vor. Dies ist in dieser generellen Form wohl nicht oder nicht immer aufrecht zu erhalten.

Das Trier-Luxemburgische Untersuchungsgebiet liegt im proximalen Randbereich des Germanischen bzw. Mitteleuropäischen Beckens. Überdies ist es sehr deutlich tektonisch beeinflusst und ausgestaltet worden. Die oben skizzierten Relativierungen zur sequenzstratigraphischen Standard-Methodik gelten hier in besonderem Maße. Ein entsprechend differenzierter methodischer Zugang ist nötig.

### **Sequenzstratigraphische Vorbemerkungen: Das „Base-level Konzept“**

Die ursprünglichen sequenzstratigraphischen Publikationen von AIGNER & BACHMANN (1992: 130; 1998), die eine Untergliederung der Trias-Schichtenfolge in Sequenzen und Systemtrakte vornahm, waren noch von einer irgendwie gearteten Anbindung des Sedimentationsprozesses

an den Meeresspiegel ausgegangen. Im Buntsandstein waren bevorzugt die Feinkorn-reicheren Wechselfolgen in den höheren Abschnitten der Formationen mit Hochstand-Systemtrakten in Verbindung gebracht worden (TIETZE & RÖHLING 2013: 261 bzw. 242).

Bemerkenswert ist, dass jede Sequenzgrenze von AIGNER & BACHMANN an einer nachgewiesenen tektonischen Diskordanz gelegen hatte. Die dann von GELUK & RÖHLING (1999) vorgelegte Sequenzstratigraphie (high-resolution sequence stratigraphy) war ebenfalls keine eustatisch begründete Systemtrakt-Gliederung im Sinne von HAQ et al. (1987, 1988) gewesen, sondern vielmehr eine Ausgliederung von becken-dynamisch relativ homogenen Abschnitten des Subsidenzgeschehens, welche von tektonischen Ereignissen und daraus resultierenden Diskordanzen eingegrenzt sind. Eine marine Einflussnahme auf die tiefere germanische Untertrias war von diesen Autoren damals nicht oder nur sehr untergeordnet für möglich gehalten worden. Es handelte sich also um eine maßgeblich tektonisch begründete Sequenzstratigraphie.

Eine Entstehung von Sequenzgrenzen durch eustatische Tiefstände ist im Buntsandstein kaum je angenommen worden. TIETZE & RÖHLING (2013: 261) notierten zu den Rahmenbedingungen der Buntsandstein-Sedimentation, dass die wohl dominierenden kontinental-lakustrinen Verhältnisse mit schwachen Anbindungen an den marinen Bereich interferierten. Eine konkret wirksame ozeanische Anbindung wurde negiert (S. 239, 242, 259), jedenfalls für die Zeit vor dem Oberen Buntsandstein. Der Akkomodationsraum sei entstanden durch die generelle thermische Subsidenz und die regionale Tektonik und auch durch die relativen Wasserstandsschwankungen im Beckeninneren. Die sedimentäre Fazies, ihre Verteilungsmuster und ihre Mächtigkeiten seien vorrangig vom Geschehen innerhalb des Beckens selbst kontrolliert worden (S. 259). Da den Autoren eine Anbindung an das globale Meeresspiegel-Niveau im Unteren und Mittleren Buntsandstein nicht plausibel erschien, folgerten sie, dass die Wasserstandsschwankungen des mehr als 100.000 km<sup>2</sup> großen zentralen Binnensees klimagesteuert gewesen seien. Die sequenzstratigraphisch ausgewiesenen Trans- und Regressionstrakte könnten demnach auch „Klima-Trakte“ gewesen sein (S. 242). Das globale eustatische Geschehen hätte sich in diesem Becken, bedingt durch den generell tief stehenden Meeresspiegel, durch flaches Relief, geringes Energiespektrum und zeitliche Dauer, nur schwach und schwer auffindbar abgebildet (S. 239). Über die längste Zeit seien es intrakratonale Seen mit schwankenden Wasserständen gewesen, die als Vorfluter fungierten.

Von der eustatisch begründeten klassischen Sequenzstratigraphie rückte man ab. Stattdessen fand im Buntsandstein des Germanischen Beckens etwa seit 2003 das „Konzept der Erosionsbasis“ Anwendung. TIETZE & RÖHLING (2013: 236f.) erläuterten dieses Baselevel-Konzept wie folgt. Es bezieht sich auf die zeitliche Veränderung des Akkomodationsraumes (des für die nachhaltige Sedimentation zur Verfügung stehenden Gesamtvolumens) im Verhältnis zur zeitlichen Änderung des Sediment-Eintrages. Überdies werden, ähnlich wie in der konventionellen Sequenzstratigraphie, Höhenveränderungen des Vorfluters registriert sowie sedimentäre Trends wie Progradieren, Aggradieren und Retrogradieren. Außerdem werden Erosionsereignisse erfasst.

Dabei fällt der Tektonik eine wesentliche Rolle zu. Nachgewiesen ist ja, dass die Genese des Buntsandstein-Beckens schrittweise tektonisch geprägt war (TIETZE & RÖHLING 2013: 239, 261). Die generelle Subsidenz in Verbindung mit regionalen Krustenverstellungen und differentiellen Heraushebungen bei distinkten tektonischen Ereignissen hatte die beherrschende Rolle für die Schaffung von Akkomodationsraum und Relief gespielt. Diese Prozesse schufen eine wesentliche Voraussetzung für den schubweisen Sedimenttransport.

Namengebend für die „Base-Level-Zyklen-Methode“ ist das Baselevel (das Basisniveau). Bei anderen Autoren es oft als der Base-level bezeichnet worden. Hier wird bei der Übertragung aus dem englischen ein sächlicher Artikel bevorzugt (das Level wie das Niveau). Dieses Baselevel entscheidet darüber, ob im Sedimentationsraum bleibende Akkumulation oder aber Erosion stattfindet. Es ist die virtuelle Oberfläche des Akkomodationsraumes, darunter besteht Akkomodationspotenzial. Wenn das Baselevel oberhalb der Erdoberfläche gelegen ist, kommt es zu erhaltungsfähiger Sedimentation (in beliebiger Fazies), im gegenteiligen Fall zur Abtragung. Fallen Erdoberfläche und Baselevel zusammen, findet ein folgenloser Bypass der Sedimentfracht statt (TIETZE & RÖHLING 2013: 234). Beim darauf beruhenden Baselevel-Konzept zur Interpretation des Sedimentationsgeschehens orientiert man sich am Niveau des beckenzentralen Vorfluters, ohne unmittelbare kausale Verknüpfung mit dem Meeresspiegel. Dadurch ist dieses Konzept auch für klastische Sedimente in eher kontinental geprägten Beckenräumen anwendbar. Die sedimentäre Entwicklung eines ansteigenden Baselevels ist nämlich in seiner retrogradierenden Verschiebung von Fazieszonen vergleichbar mit einer Transgression. Eine sukzessive Beckenvertiefung findet statt. Ein Baselevel-Fall mit progradierender Verschiebung und Beckenverflachung hat ähnliche Auswirkungen wie eine eustatisch bedingte Regression. Umschläge zwischen einem Baselevel-Fall und einem -Anstieg werden in der neueren Literatur oft auch als Sequenzgrenzen interpretiert (TIETZE & RÖHLING 2013: 236).

Ein wichtiger Schritt in der Anwendung der neuen Methodik war die sequenzstratigraphische Dissertation von A. ROMAN 2004 (späterer Ehepartner: A. BECKER). Bearbeitet wurde das ostdeutsch-polnische Grenzgebiet. Zu den Grundlagen wurde ausgeführt (BECKER 2005: 9), dass das Sedimentationsgeschehen vor allem von den Faktoren Tektonik, Subsidenz, Klima und Meeresspiegel-Ständen gesteuert würde. In Anlehnung an HORNING & AIGNER (2002) äußerte die Autorin dazu folgende Einschätzung: „Das Base-Level-Konzept ermöglicht die Beckeninterpretation, ohne die Wirkung dieser verschiedenen Faktoren unterscheiden zu müssen“. Ein großer Unterschied zum Zugang von HORNING & AIGNER (2002), die bei ihren Ausdeutungen im süddeutschen Mittelkeuper vornehmlich von einer klimatischen Steuerung des Sedimentgeschehens ausgegangen waren, ergibt sich aber aus der paläogeographischen Position ihres Untersuchungsgebietes. Dieses liegt ja im inneren Bereich des Mitteleuropäischen Gesamtbeckens, recht nahe an wichtigen untertriassischen marinen Zuflusswegen von Südosten her (Abb. 35). Dort in der Beckenposition war der Seespiegel – ungeachtet ob marin oder lakustrisch – immer von großer direkter Bedeutung. Marine Einflüsse prägten sich dort faziell recht stark aus und sie sind auch in etlichen Schichtabschnitten des dortigen Buntsandsteins dokumentiert. Es erscheinen u.a. Karbonatbänke, Glaukonitgehalte und stenohaline Acritarchen. Die dort faziell ermittelte Höhe des Baselevels entspricht weitgehend (sehr oft) der Höhe des beckenzentralen Seespiegels. Die Identifikation von Baselevel-Zyklen mittlerer Ordnung und von Baselevel-Trends basierte vor allem auf einer genauen Bestimmung der sich ändernden Ablagerungsmilieus und auf der Rekonstruktion retro- und progradierender Verlagerungen der Faziesgürtel.

Der Vorfluter im Beckentiefsten, in seiner geographischen Position und in seiner variierenden Höhe, bestimmt über die Richtung der Entwässerungswege und über das Energieniveau dieser Drainage und der damit verbundenen Sedimentvorschüttung. Daher wird die Lithofazies der Sedimente maßgeblich von diesem tiefsten Vorfluterniveau bestimmt – klimatische Einflüsse kommen modifizierend hinzu. Im Beckeninneren ist der Seespiegel gleichbedeutend mit dem Baselevel. Zu den Rückländern hin ist das Baselevel eine landwärts aufgebogene virtuelle Fläche des Akkomodationspotenzials. Es trennt dort die Bereiche von nachhaltiger Sediment-Akkumulation, von folgenlosem Sedimenttransfer und darüber dann von Erosion ab. Es bestimmt

über die Erhaltungsfähigkeit von Ablagerungen. Idealer Ausdruck der Baselevel-Höhenlage und -Form eines Zeitraums ist das sogenannte ausgeglichene Flussprofil (graded stream profile, VOIGT 2006). In ihm, als theoretischem Sonderfall, findet keine sedimentäre Überlieferung im Sedimentbericht statt, da Sedimentation und Erosion genau im Gleichgewicht stehen. Es kommt bloß zu Transport (Bypass) und Frachtzerkleinerung. Wenn sich die Steuerungsparameter des Sedimentationsgeschehens im Gesamtbecken ändern, kommt es zu Höhen- und Formanpassungen des Baselevels.

Bedeutsam sind vertikaltektonische Impulse, die auf den Beckenboden einwirken. Sie können weiträumige Subsidenz bewirken oder auch mittel- oder kleinräumige differenzielle Hebungen und Senkungen. An den terrestrischen Beckenrändern können durch stärkere regionale Subsidenz die Proximalfaziesgürtel eher mal in den Bereich der Sedimenterhaltung geraten, unterhalb des Baselevels. Sie gelangten in den „schützenden“ Akkomodationsraum unterhalb der Erosionsbasis. Dies hat offensichtlich stattgefunden, sonst wäre nämlich in Süddeutschland und im Trier-Luxemburgischen Untersuchungsgebiet keine derart ausgedehnte Erhaltung von proximalen Fazieszonen möglich gewesen.

Selbstverständlich wirkten sich auch die beckenweiten Veränderungen des Akkomodationsraumes aus, die vom nordöstlich und nördlich gelegenen Seespiegel – egal ob marin oder lakustrisch – gesteuert wurden. Diese waren überall, auch am Beckenrand, von Bedeutung. Bei einer sequenzstratigraphischen Ausdeutung sollten also idealerweise beide Effekte, die Seespiegel-Fluktuationen und die Vertikaltektonik, berücksichtigt werden, am besten mit einer systematischen Trennung der Effekte. Auf dieses methodische Erfordernis hatten schon VOIGT et al. (2001: 144) hingewiesen.

Eine regionale Onlap-Kurve (coastal onlap curve) bildet den Werdegang der Akkumulation in den äußeren Beckenrandbereichen ab, wie er sich im Sedimentbericht niederschlug. Von AIGNER & BACHMANN war eine solche bereits schematisch verzeichnet worden (Abb. 39 in Kap. 8.4). Wichtig ist dafür folgendes. Wenn ein Seespiegel-gesteuerter Baselevel-Hochstand mit einer Phase hinreichender Subsidenz durch tektonische Vertikalbewegungen im Randbereich zusammenfällt, so können die retrogradierenden Faziesgürtel außerordentlich weit auf den Beckenrand vorgreifen und dort auch erhalten bleiben. Dann kann sich dort ein markantes randwärtiges Übergreifen abbilden.

Sehr wesentlich für das spezifische Faziespektrum der Randbereiche ist das Ausmaß der marinen Beeinflussung des Buntsandsteinbeckens. TIETZE & RÖHLING (2013: Kap. Ausblick) konzidierten gewisse Anbindungen an den marinen Bereich – wenn auch schwache. Allerdings hatte es aber seit vielen Jahren schon Stimmen gegeben, die die Existenz und Bedeutung mariner Faziesmerkmale stärker hervorhoben. Spätestens seit HEUNISCH & RÖHLING (2016) ist das große Ausmaß der Marinität im Buntsandsteinbecken aber offenkundig (vgl. Abschnitt zur Marinität). Auch die Faziesbefunde von BECKER (2005) untermauerten dies. Generell ist eine korrekte Milieu-Ausdeutung der Ablagerungen für die sequenzstratigraphische Interpretation des Buntsandsteins von entscheidender Bedeutung. Gibt es peritidale Faziesmerkmale? Wie nahe lag die Küstenlinie?

Die von BECKER (2005) erstellten Kurven des Baselevel-Trends stellen eine wertvolle Information dar. Mit angepasstem Vertikalmaßstab ist die betreffende Kurve der Thüringen-Westbrandenburg-Senke in Abb. 39 (in Kap. 8.4) in Grün übernommen worden. BECKER hatte überdies eine durchhaltende Isochronie der Umschlagsflächen hervorgehoben, welche zwischen den

rekonstruierten Halbzyklen von Baselevel-Anstieg und Baselevel-Fall und wieder umgekehrt existieren. Diese Isochronie solle innerhalb eines Beckens oder eines Beckenteils gelten. Idealerweise ist dafür aber eine überregionale tektonische Homogenität mit gleichartiger Subsidenz notwendig. Eine solche ist aber über sehr weite Strecken hinweg eher unwahrscheinlich bzw. nachweislich nicht gegeben (Teil III: Kap. 7.3.1 + 7.3.2 mit Abb. 29). Für die sequenzstratigraphische Ausdeutung einer Region ist immer auch die dortige tektonische Entwicklung von Bedeutung. Eine lokal bestimmte Baselevel-Kurve zeigt ja naturgemäß immer nur die spezifische Entwicklung vor Ort. Sie ist nicht nur vom beckeninneren Seespiegelniveau abhängig, sondern auch von der geotektonischen und damit auch paläogeographischen Wertigkeit der jeweiligen Profil-Position.

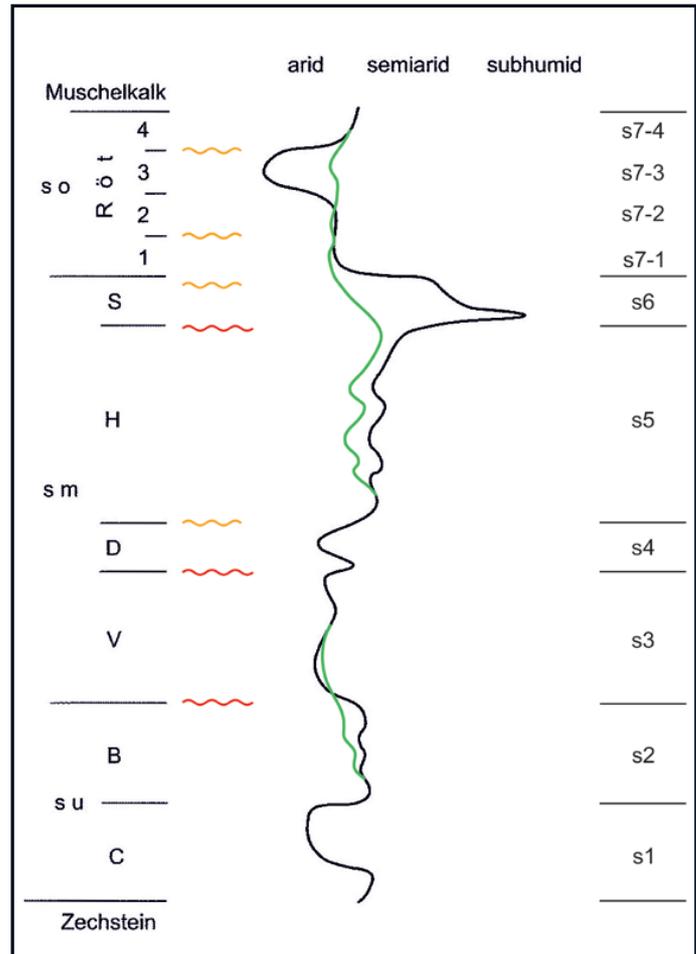
### Klima

Das in der Untertrias herrschende Klima hat wohl das gesamte Buntsandsteinbecken von den Drainagegebieten bis ins Zentrum immer weitgehend einheitlich geprägt. Dies ist von TIETZE & RÖHLING (2013: 239) herausgestellt worden; zur Untermauerung dieser These ist auf entsprechende Literatur zu diesbezüglichen Analog-Experimenten verwiesen worden. Mitteleuropa lag damals etwa zwischen 25 und 30° nördlicher Breite, im Bereich der großen Trockengürtel. Allgemein herrschte ein sehr trockenes, extrem kontinentales Klima. PAUL & PUFF (2013) referierten Modellierungen des Buntsandstein-Paläoklimas. Demnach gab es jahreszeitliche Niederschläge, gefolgt von starker Hitze und Trockenheit. MADER (1981a) hatte für den Mittleren Buntsandstein der Eifel Dünensande beschrieben, die von nordwärts wehenden Passatwinden im Sommer abgelagert wurden. Auf Helgoland konnten für diese Passatwinde nordöstliche und südöstliche Windrichtungen eingemessen werden (PAUL & PUFF 2013), wie sie dem planetaren Windsystem entsprechen. Die charakteristische Rotfärbung des Buntsandsteins insgesamt legt ebenfalls ein arides, zumindest aber semi-arides Klima nahe.

Der genaue Charakter eines Klimas wird bestimmt von den Faktoren Temperatur, Niederschlag, Windrichtung und -geschwindigkeit sowie von der Luftfeuchtigkeit. Variationen dieser klimatischen Faktoren haben sich im Sedimentationsgeschehen niedergeschlagen. So wurde etwa eine kurzfristig wechselnde Humidität und eine demzufolgende schwankende Transportkraft der fluvialen Zuflüsse für die (Klein-)Zyklen der Korngrößen-Entwicklung in den relativ feinkörnigen Abfolgen im inneren Beckenbereich verantwortlich gemacht, so etwa in der Volpriehausen- und der Hardegsen-Formation (TIETZE & RÖHLING 2013: 253). Allgemein können längere humide Zeitabschnitte in einem kontinentalen Beckenraum den Anstieg des Vorfluter-Niveaus (Seespiegels) bewirken. Auf diese Weise wird nämlich die überregionale Erosionsbasis beeinflusst. Dementsprechend verändern sich die Höhenlage des beckenzentralen Baselevels und auch sein randwärtiger Verlauf. PAUL & PUFF (2013) gingen davon aus, dass das heiße und vorwiegend aride Klima des Buntsandsteins durch kurze, zyklisch auftretende Phasen semiariden bis humiden Klimas unterbrochen worden sei. Ursächlich dafür sei eine temporäre Verlagerung des monsunalen Gürtels nach Norden gewesen. Das Germanische Buntsandsteinbecken sei davon randlich erfasst worden.

Aus der Summe zahlreicher klimarelevanter Litho- und Biofazies-Befunde und entsprechender Literatur-Recherchen leiteten PAUL & PUFF (2013) eine Klimakurve des Buntsandsteins ab (Abb. 36). Im Großteil des Mittleren Buntsandsteins verläuft sie etwas schwankend im Grenzbereich arid/semiarid. Für den Evaporit-reichen Oberen Buntsandstein wurden die Verhältnisse als stärker arid gekennzeichnet. Das hyperaride Maximum im Röt 3 ist von den Staubsturmablagerungen in der nördlichen Hessischen Senke abgeleitet worden (PAUL 2002, 2006).

Abb. 36: Hypothetische Klimakurve des Buntsandsteins (Abb. 1 in PAUL & PUFF 2013, graphisch verändert; zu stratigraphischen Abkürzungen siehe Tab. 5; rot: die im Original vermerkten wichtigsten Diskordanzen, orange: weitere Diskordanzen (sm + so), vgl. Tab. 5; grün: Verlaufskorrektur nach Einschätzung der Autorin).



Auffällig ist der markante Humiditätspeak im frühen s6, über der H-Diskordanz. Die klimatischen Verhältnisse in der untersten Solling-Formation (smS, s6) sind als subhumid eingestuft worden. Folgende Faziesdaten sind dafür – im wahrsten Sinne – ausschlaggebend gewesen (PAUL & PUFF 2013: 218). Die breiten und wenige Meter tiefen, Sandsteinverfüllten fluviatilen Rinnen, wie sie WEBER (2000) im Reinhardswaldstrog im Norden der Hessischen Senke aufgenommen hatte, galten als Beleg dafür, dass zumindest zeitweise bedeutende Wassermassen ins Beckeninnere geflossen seien. Häufigere Pflanzenreste – die sich allerdings schon im s5 (smH) eingestellt hatten – wurden auf insgesamt feuchtere Bedingungen zurückgeführt. Tetrapodenfährten (*Chirotherium*) und auch vereinzelt Amphibien-Funde belegen relativ günstige Lebensbedingungen. Regelmäßige monsunale Niederschläge wurden abgeleitet. Die als Bodenbildungen gewerteten Caliche- und Silcrete-Bildungen im s6 sollten auf semiaride bis wechselfeuchte Verhältnisse deuten.

Allerdings existieren auch wesentliche Gegenargumente. Interessant ist, wie unterschiedlich die Betrachtungsweisen und die klimatischen Interpretationen sein können. MÜLLER (1954) hatte für den (höheren) s6 – die Violette Grenzzone (VG) – nicht etwa besonders humide Bedingungen, sondern sogar einen markanten Ariditäts-Peak rekonstruiert (Abb. 37). Entscheidend für diese Bewertung als „streng aride Periode“ waren die offensichtlich hypersalinen Merkmale dieses evaporitisch geprägten „Bodens“ gewesen (vgl. Kap. 8.2). Die Bildung von Anhydritkristallen, Sulfatknollen, Kieselkrusten, Karneolen und stöchiometrischen Dolomiten erfordert ja hochalkalische Verhältnisse (DITTRICH 2016a: 95, Teil I: 81f.). Durch die in der zentralen Thüringischen Senke in der mittleren Solling-Formation erbohrte 2 m mächtige Anhydritbank (PUFF & RADZINSKI 2013) wird dieser Deutungszugang bestätigt und zeitlich erweitert. Zur Bildung eines solchen hypersalinen Gesteinskörpers war zweifellos eine starke Eindampfung und somit ein recht arides Klima erforderlich. Die Dolocrete-Bildungen („Caliche-Böden“) können ebenfalls einem heiß-trockenen Klima zugeschrieben werden (mehr dazu weiter unten und in Kap. 8.2). Dazu passt auch die Klimaklassifikation für die (tiefere) Solling-Formation in Mainfranken, wie sie von PAUL & PUFF (2013) selbst notiert worden war. Deren Sediment-

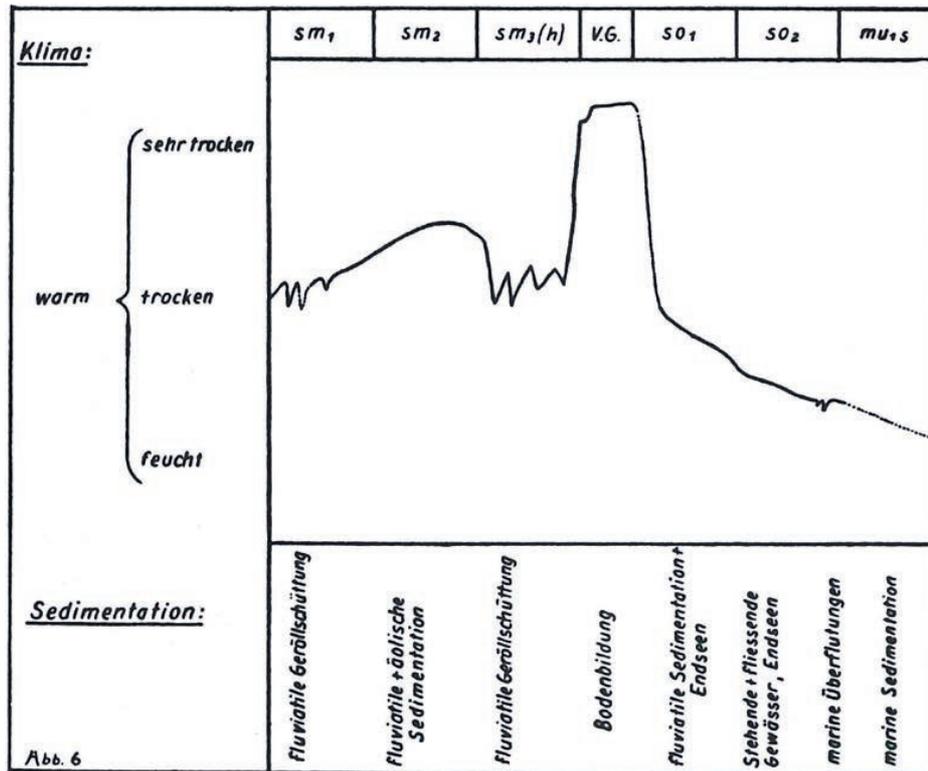


Abb. 6

Abb. 37: Reproduktion der Abb. 6 aus MÜLLER (1954). Es ist eine Klima-Interpretation für den stratigraphischen Bereich Mittlerer Buntsandstein bis Unterer Muschelkalk im Saarland ( $h + VG = \text{Folge } s_6$ ).

typen und ihre fluviatilen Faziesgürtel bis hin zum Beckenzentrum seien alle in vorwiegend aridem Klima entstanden (S. 215). Die abgebildete Klimakurve steht im Widerspruch zu diesen Aussagen. Die von WEBER (2000) dargestellten, lateral amalgamierten, nur bis etwa 2 m mächtigen Schüttungskörper im dort insgesamt nur 10 m starken  $s_6$ -Basissandstein (Wilhelmshausen-Schichten) sind auch keine geeigneten Zeugen für eine erhöhte Humidität. Bei diesen geröllführenden Grobsandsteinen handelt es sich generell um Subarkosen und Arkosen (Feldspatgehalt ca. 15–28 %), welche den flachen, weitgespannten Rinnen eines verflochtenen Flusssystemes entstammen.

Der weitgehend unverwittert erhaltene Feldspat-Anteil (vgl. dazu BACKHAUS & HEIM 1995: 64) sämtlicher Buntsandstein-Sedimente bekräftigt weitgehend aride Klimabedingungen. PAUL & PUFF (2013) notierten Arkosen und nahezu unverwitterte Granit-Gruse an den kristallinen Hinterländern. Im Trier-Luxemburgischen bilden die variierenden Feldspat-Gehalte nicht etwa klimatische Gegebenheiten, sondern lediglich das Anlieferungsgeschehen ab (Teil II: Kap. 6.3). Sie resultierten aus veränderten Zufuhrwegen und verschiedenen Lieferregionen (Materialprovinzen; Teil II: Kap. 6.5; Teil III: Abb. 29).

Nach Einschätzung der Autorin existiert beim Klima kein so wesentlicher Unterschied zwischen dem späten  $s_5$ , dem  $s_6$  und dem (frühen)  $s_7$ . Die erwähnten fluviatilen Rinnen im Reinhardswald können in einen Zusammenhang gebracht werden mit der erheblichen tektonischen Umgestaltung im Zuge der H-Diskordanz. Damals war es ja zu einer erheblichen Erniedrigung der Erosionsbasis gekommen. Die etliche Meter (bis 30 m) tiefen Paläotäler in der Pfalz und die Talfüllungen und randlichen Denudationen im Trier-Luxemburgischen Untersuchungsgebiet (Teil III:

97 + 125; Kap. 8.4) sprechen deutlich dafür. Ein wesentlicher Klimawechsel muss dafür nicht erfolgt sein. Auch in (semi-)ariden Gebieten können ja kurzfristig große Wassermengen anfallen. Dass viel davon im Westen durch die Tiefzonen der Hessischen Senke und des Reinhardswald-Troges abfloss, ist nicht weiter verwunderlich.

Schauen wir uns nun die klimatische Aussagekraft der Fossilbestände an. Der Flora-Befund in der Solling-Formation entspricht weitestgehend dem der Hardeggen-Formation (vgl. auch BACKHAUS et al. 2013: Tab. 5-2). Rechtsrheinisch erscheint in beiden Formationen die salztolerante Sumpfpflanze *Pleuromeia*, linksrheinisch ist sie bisher nur im s5 nachgewiesen (Teil I: Kap. 4.2 mit Abb. 8). Immer sind deren Vorkommen auf tektonisch vorgezeichnete, stärker subsidente Trogzonen beschränkt. Die Pflanzenassoziationen mit ihren Bärlappgewächsen, Schachtelhalmen, Farnen und Koniferen sind generell xerophytisch (trockenheitsliebend), dies gilt für den gesamten Buntsandstein (BACKHAUS et al. 2013: 156). Wurzelböden sind allgemein recht selten, es waren wohl nur die Randregionen der Flussebenen nennenswert bewachsen. Stärker humide Klimabedingungen bilden sich zu keiner Zeit ab.

Andererseits belegt die Tab. 5-1 von BACKHAUS et al. (2013) eindrucksvoll das massive und abrupte Einsetzen von Tetrapoden-Skelettresten und -Fährten in der obersten Hardeggen-Formation des rechtsrheinischen Germanischen Beckens. Als Grundlage der Nahrungskette muss damals auch ein gewisser Pflanzenbewuchs existiert haben. Es ist aber möglich, diese ökologische Veränderung weniger durch einen Klimawechsel als vielmehr durch eine Baselevel-bedingte laterale Verschiebung oder Verbreiterung der Landschaftsgürtel zu erklären. Ein landwärtiges Vorrücken der Küstenlinie hätte dann eine ausgedehnte, fluviatil Süßwasser-gespeiste Küstenlandschaft geschaffen, die für entsprechende Vertebratengruppen und sogar auch für Amphibien attraktiv war. Durch marine Transgressionen kann das nach wie vor (semi-)aride Klima lokal etwas abgemildert worden sein (PAUL & PUFF 2013: 214), es war aber immer noch recht trocken. Insbesondere der Obere Buntsandstein war vergleichsweise arid. PAUL & PUFF (2013: 219) betonten, dass das Überwiegen von Koniferen-Samen in der Röt-Formation palynologisch zeigt, dass im Hinterland des hochsalinaren Rötmeeres ein trockenes Klima herrschte. Das erwähnte küstennahe Ökosystem hatte sich allerdings schon früh entwickelt. Nach E. Schulz (in BACKHAUS et al. 2013) geschah in der höheren s5-Folge (Hardeggen-Formation) palynostratigraphisch ein ausgesprochener „Bio-Event“. Damit gemeint war das erste Einsetzen mehrerer für den höheren Buntsandstein und den Muschelkalk wichtiger Pollentaxa. Dieser Schichtabschnitt des oberen smH und auch die Solling-Formation gehören palynologisch in vieler Hinsicht schon zum Oberen Buntsandstein. Die ökologische Prägung des so (s7) deutete sich bereits an.

Insgesamt ist ein (sub-)humider Ausnahmezustand im s6 nicht plausibel. Im linksrheinischen s6 weist die Gesteinsabfolge regional viel Dolomit, zahlreiche Violette Horizonte, lokale Verkieselungen und gelegentliche Karneole auf. Dasselbe gilt für Schwellenbereiche im rechtsrheinischen Beckenteil (LUKAS & WENZEL 1991; Teil I: 84f.). Bei PAUL (2006: 116) war das Ablagerungsmilieu der Solling-Formation dieser Region als fluviatil-lagunär gekennzeichnet worden. Ein heiß-trockenes, arid-semiarides Klima bildet sich ab. Vadose Dolocrete-Bildungen brauchen zur Entstehung lediglich Hitze, wechselnde Durchfeuchtung und Trocknung. Ein besonders feuchtes Klima – PAUL & PUFF notierten semiaride bis wechselfeuchte Bedingungen – ist dafür nicht nötig. Auch eine Durchfeuchtung durch sehr seichte, weit vorgeifende, Wind-getriebene marin-lagunäre Flutungen bei Sturm- oder Springfluten kann die Dolocrete-Bildung befördern (siehe Abschnitt zum Dolomit). Bezeichnend ist auch, dass das pH-bedingt (> 9,5) gelöste SiO<sub>2</sub> nicht abtransportiert wurde, sondern mehr oder weniger am Ort verblieb; auch das belegt geringe Niederschlagsraten.

Von MADER (1992: Tab. 46, S. 405) war wegen des Einsetzens von Violetten Horizonten (VH) im höheren sm der Eifel ebenfalls ein klimatischer „major change“ angenommen worden, mit einem Wechsel von arid zu semiarid (MADER 1980a). Nach heutiger Einstufung und Kenntnis etablierte sich dieses Lithofazies-Element im höheren s5. Hocharide Verhältnisse waren aber im vorhergehenden Buntsandstein eher nicht gegeben (Abb. 36). Nach Ansicht der Autorin spiegelt sich im VH-Einsetzen lediglich das weiträumige ingressive Geschehen der oberen s5-Folge (vgl. Abschnitte zur Herkunft des salinaren Stoffbestandes, zum Baselevel und Kap. 8.2). Dasselbe gilt für den „VH1“ in Baden-Württemberg (Kap. 8.4: s5-Folge).

Das Ausmaß der Aridität im Röt 3 muss ebenfalls relativiert werden. Äolisch abgelagerte Staubbüden auf Sebkaflächen (Lunettes) treten nach TIETZE & RÖHLING (2013: 258 + Abb. 7.3-3) nur in der oberen Hälfte dieser Zeitspanne auf. Erst dann, erst nach einem sich noch bis in den Röt 3 fortsetzenden Baselevel-Anstieg, zeigen sie einen Baselevel-Tiefstand an. Windtransport und äolische Sedimentation konnten nun eine deutlicher erkennbare Rolle spielen. Äolische Sedimente hat es im Buntsandstein aber auch zuvor schon gegeben. Es erscheinen Sanddünen-Relikte (Dünenfüße), Anreicherungen von mattiertem, gut gerundetem und sortiertem Korngut („Kaviarsande“), tonig-schluffige Zwischendünen-Ablagerungen („Dünnschichten“) und Windkanter. Im linksrheinischen Proximalbereich sind sie vielfältig dokumentiert, und zwar im s2, s3, s4 (soweit unerodiert erhalten) und im s5. Quantitativ sind sie im Südwest-Teil des Buntsandstein-Beckens wesentlich mehr vertreten, als es den nord- und mitteldeutschen Buntsandstein-Kennern PAUL & PUFF bekannt gewesen war (2013: 216: „eher selten“). Entsprechendes zeigt sich auch im faziellen Nord-Süd-Profileschnitt von TIETZE & RÖHLING (2013: Abb. 7.3-3). Darin sind äolische Sedimente nicht nur im Röt 3, sondern auch im mittleren smV sowie jeweils im unteren und mittleren smD und smH verzeichnet. Der (höhere) Röt 3 bildet also keine hocharide Singularität, jedenfalls nicht in dem Ausmaß, wie es in der Klimakurve von 2013 dargestellt worden war (Abb. 36). Zudem sind die mächtigen Steinsalzlager des tieferen Röts (Röt 1+2) wohl nicht wesentlich weniger als aride Klimazeugen zu bewerten.

Im Großen und Ganzen stellt sich der Buntsandstein in klimatischer Hinsicht insgesamt sehr gleichartig dar. Immer herrschte ein mehr oder weniger (semi-)arides Klima, ohne größere Abweichungen. Die Ausschläge in der Klima-Kurve waren sicherlich schwächer, als sie von PAUL & PUFF (2013) ursprünglich verzeichnet wurden (Abb. 36). Generell herrschte die nur wenig variierende Situation von sehr heißen und trockenen Klimabedingungen, bei denen es nur gelegentlich (episodisch oder periodisch) in stärkerem Maß zu Niederschlägen und zu fluvialem Wasserabstrom kam. Angesichts der recht geringen klimatischen Variabilität im Buntsandstein ist eine maßgeblich klimatische Genese von Sequenzen, wie sie in den letzten Jahren (vgl. etwa VOIGT 2017) gelegentlich angenommen wurde, kausal recht unwahrscheinlich. Größere dauerhafte Klimawechsel, die wesentliche Retro- und Progradationen von Faziesgürteln hätten bewirken können, fehlen.

## 8.2 Die Violetten Grenzzonen als Abbild markanter transgressiver Ereignisse

Im ersten Teil dieser Gesamtpublikation, vor 3 Jahren also, ist dieser Themenkomplex bereits ausführlich behandelt worden (Kap. 1.4: Ein neuer Deutungsansatz für Violette Horizonte bzw. Grenzzonen und für Kugelfelsen). Da aber die entsprechende neuartige Interpretation dieser „Bodenbildungen“ für die diesjährigen sequenzstratigraphischen Darlegungen von wesentlicher Bedeutung ist, sollen die Argumente hier kurz rekapituliert und im Einzelfall gezielt ergänzt

werden. Für die thematische Geschlossenheit des vorliegenden Jahresbeitrags ist dies förderlich. In dem genannten Vorkapitel und auch bei DITTRICH (2016a: Kap. 2.2.2) sind zahlreiche weitere historische Darlegungen und Beschreibungen der Phänomene hinterlegt.

Was macht Violette Grenzzonen (Violette Horizonte) lithofaziell aus? Neben der häufig etwas feineren Körnung und einer erheblichen stofflichen Reichhaltigkeit dieser vergleichsweise geringmächtigen Schichtabschnitte (Evaporite, Dolomit, ggf. Karneol, erhöhte Metallgehalte, besondere Spurenelemente) ist es vor allem die abwechslungsreiche Farbpalette, die auch violette Farbtöne einschließt. Diese violette Farbe wird durch besondere, relativ große Hämatitkristalle hervorgerufen. Nach mineralogischen Untersuchungen (LANGBEIN 1974, BACKHAUS & HEIM 1995) handelt es sich um eine dünntafelige, pseudo-hexagonale Hämatitvariante. Beim Hämatit besteht ein Zusammenhang zwischen der Partikelgröße und der Farbe (CORNELL & SCHWERTMANN 2006: 135). Kleine ( $< 0,1 \mu\text{m}$ ) erscheinen demnach orangefarben, mittlere Größen ( $0,1\text{--}0,5 \mu\text{m}$ ) rot und deutlich größere ( $> 1,5 \mu\text{m}$ ) violett. HEIM (1970) hatte aus rotvioletten Sedimentgesteinen immerhin  $2\text{--}5 \mu\text{m}$  große Hämatitkristalle beschrieben. Durch mechanisches Zerreiben im Porzellanmörser lässt sich violetter Hämatit in rotbraune Farbpigmente umgewandeln (BACKHAUS & HEIM 1995). Die violette Farbe ist zweifellos sehr früh entstanden, noch vor der Einbettung des betreffenden Schichtabschnitts durch die nächst-jüngeren Buntsandstein-Sedimente bzw. dessen Aufarbeitung zu violettfarbigen Intraklasten (weitere Ausführungen zur genauen Herausbildung violetter Gesteinsfarben in Teil I: 23). Es handelt sich offenbar um eine lithofazielle Besonderheit, deren Entstehung schon durch den damaligen Ablagerungsraum verursacht war.

Der jahrzehntelang gängigen, immer wieder referierten genetischen Interpretation als sehr langsam entstandene Bodenhorizonte („Paläoböden“; weitere Ausführungen in Teil I: Kap. 1.4) wird hier nicht gefolgt. So war allein schon die flächenhaft enorm weite Verbreitung der Violetten Horizonte (Violette Grenzzonen, „Violette Zonen“) als vermeintliche Bodenhorizonte, wie sie in der Literatur jahrzehntelang herausgearbeitet wurde – vor allem von D. ORTLAM –, als solche immer schon erstaunlich und irritierend gewesen. Immerhin war von ORTLAM (1974, 1980) eine laterale Erstreckung des „VH2b“ („Violetter Karneolhorizont 2b“, äquivalent zur linksrheinischen Violetten Grenzzone VG1) von mehr als 1000 km benannt worden. Dementsprechend war denn auch die Horizontbeständigkeit und überregionale Korrelierbarkeit dieser Niveaus in der Fachwelt mit viel Skepsis aufgenommen worden. Mit der propagierten Charakteristik als weitflächig exponierte, verwitternde Landoberflächen waren eine derartig hohe Erhaltungswahrscheinlichkeit, ihre gute Korrelierbarkeit und ihre meist recht gleichartige lithologische Ausbildung nur schwer vereinbar.

Tatsächlich existieren zahlreiche Argumente, die gegen eine In-situ-Entstehung der Violetten Horizonte (VH) durch eine lange einwirkende, stoffzersetzende Pedogenese sprechen:

- (nahezu) keine mineraldegradierende Prozesse, wie sie für eine Pedogenese typisch sind: Glimmer nicht zu Tonmineralen verwittert, Feldspäte unverwittert erhalten (PAUL & PUFF 2013), die sehr säureempfindlichen Apatite noch unkorrodiert (BACKHAUS & HEIM 1995: 64)
- keine sekundäre Kornverfeinerung durch intensive pedogene Zersetzung (Tonmineral-Entstehung aus Quarz-dominierten Ausgangsmaterialien ohnehin unmöglich; Teil I: 24)
- Hämatit-Größenwachstum statt -Verkleinerung: kein pedogener destruktiver Prozess!
- nennenswerte biogene Mitwirkung bei den vermeintlichen pedogenen Prozessen nicht nachweisbar (BACKHAUS & HEIM 1995)

- Nicht-Existenz von reliktschen „humosen Oberböden“ im Sinne von DACHROTH (1988, 2009), vgl. dazu MADER (1984: 32) und PETERS (1985; Teil I: 26); das betreffende „erdige Material“ ist Ablaugungsmulm von Dolomit
- keine bodenbildungstypischen lateralen Catenen (Reliefsequenzen) in den VH-reichen Zwischenschichten nachweisbar (MADER 1984: 42)
- neue Spurenelemente und Metall-Anreicherungen bleiben durch In-situ-Bodenbildung weitgehend unerklärt
- geringe regionale lithofazielle Variabilität der vermeintlichen Böden mit eher geringem stofflichen Bezug zum unterlagernden „Substrat“
- geröllhaltige Violette Grenzzone im Saarland auch über geröllfreiem Buntsandstein-Untergang möglich (MÜLLER 1954: 181); sedimentäre Umlagerung hat stattgefunden
- kein Stopp der Sedimentation („auftauchende, verwitternde Landoberfläche“), sondern fortgesetzte Akkumulation eines lithofaziell spezifischen, petrographisch eigenständigen Sedimentstapels (DITTRICH 2016a: 94)
- keine VH-Entstehung durch „Bodenbildung“ im Unteren und tieferen bis mittleren Mittleren Buntsandstein (s1–s3 bzw. s4) des Untersuchungsgebietes trotz der vergleichbaren fluviatilen und klimatischen Rahmenbedingungen
- sehr geringes Potenzial für Pedogenese im herrschenden (semi-)ariden Klima des höheren Buntsandsteins (ORTLAM 1974 war hingegen von feucht-warmem, subtropisch-humidem Klima ausgegangen).

Eine Violette Grenzzone – in der rechtsrheinischen Nomenklatur ein „Karneol-Dolomit-Horizont“ – muss nicht zwingend den Abschluss der Sedimentation abbilden und mit einer großen Schichtlücke zu korrelieren sein. Ursächlich muss kein besonders langes „Trockenfallen“ von „auftauchenden Landoberflächen“ mit einer sehr langen Sedimentationspause gewesen sein. Wenn man nämlich dies alles annimmt, so müssten die verschiedenen violetten Leithorizonte (Teil I: Kap. 3) mit ihren extrem weiträumigen Bodenbildungen zeitlich mit beckenweiten regressiven Phasen zusammenfallen. Dies ist aber nicht der Fall (Kap. 8.4 mit Abb. 40).

Wesentlich stimmiger wird die Sachlage bei einer Wertung der Violetten Grenzzonen als Hinterlassenschaft von markanten ingressiven Ereignissen, die sequenzstratigraphisch mit beckenweiten Hochstandsphasen korrelieren. Sie können dann die lithofaziellen Ergebnisse einer sehr seichten marin-salinaren Flutung sein, die mit einem temporären Grundwasseranstieg und einem „Grundwasser-Stau“ im Sinne von BACKHAUS & HEIM (1995: Kap. 4.4) einherging. Die Anreicherungsursache der hypersalinaren Gesteinsanteile kann dann in einer relativ raschen Zufuhr von meeresstämmigen Laugen gesucht werden anstatt in einer Äonen-langen sukzessiven Aufkonzentration von Verwitterungsprodukten.

Einen genetischen Zusammenhang von Violetten Horizonten und marinen Flutungen implizierten sogar schon einzelne Ausführungen von ORTLAM (1980: 589). Danach sei in der Bildungszeit der Violetten Horizonte in „einer extrem flachen und ingressionsbereiten Küstenlandschaft“, sehr niedrig gelegen, „eine großflächige und relativ schnelle Ingression des Meeres“ möglich gewesen. Infolgedessen kämen gelegentlich geringmächtige marine Ablagerungen über derartigen „Bodenbildungen“ vor. Ein sehr hoher Grundwasserspiegel und starke Grundwasserbeeinflussung waren zur Bildung der Violetten Horizonte ja ohnehin vorausgesetzt worden (ORTLAM 1980; Teil I: 22).

Die von routinierten Buntsandstein-Bearbeitern meist vermutete Unwahrscheinlichkeit eines – wie kurz und schwach auch immer gearteten – Meeresvorstoßes bis in äußere Beckenrandzo-

nen ist nicht gegeben. Dies sei hier für die Violette Grenzzone (VG1, Karneol-Dolomit-Horizont, Zone-limite violette) näher ausgeführt. Dieses Niveau im höheren s6 breitet sich weit nach Süd-Deutschland und weit bis nach Frankreich aus. Subsidenz hat auch dort noch stattgefunden. Die betreffenden deutschen Regionen bis hin zum Südschwarzwald und Hochrhein gehörten zum Beckenraum der s6-Folge dazu. Dies erweist sich, wenn man die Sedimentabfolgen des Kristallsandsteins der s6-Folge zurechnet (vgl. NITSCH et al. 2017: 539, RÖHLING et al. 2018: Abb. 5; Kap. 8.4). Der s6 war hier nachweislich eine Zwischenetappe der Beckenerweiterung. Im Oberen Buntsandstein hat sich nämlich diese südliche Beckengrenze noch weiter verschoben, mit der Ablagerung (und Erhaltung!) des Plattensandsteins bis in die schweizerische Hochrhein-Region hinein (NITSCH et al. 2017: Abb. 2, 12, 14; Teil I: Abb. 2). Entsprechendes gilt auch im Südwesten, im Trier-Luxemburgischen Untersuchungsgebiet und in Frankreich (Teil III: 100f.). Die beiden jüngeren linksrheinischen Violetten Grenzungen VG2 und VG3 im Oberen Buntsandstein weisen ebenfalls eine sehr große Reichweite nach Südwesten auf (DITTRICH in Vorb. b).

Wenn die überregionale Erosionsbasis (Baselevel) relativ hoch liegt, in Zeiten mit Meeresspiegelhochständen etwa, so ist die Erhaltungsfähigkeit von Sedimenten recht groß, auch noch in den Randzonen des Beckens. Solche Hochstands-Zeiten sind daher in den lückenhaften Profilen der Beckenrandbereiche vorzugsweise sedimentär dokumentiert, vor allem in den stärker absinkenden lokalen Trogachsen. Sie repräsentieren Ablagerungen aus einem Zeitabschnitt mit vermindertem Reliefgradienten der Flusslängsprofile, niedrigerer Transportenergie und mit eher geringen Erosionsraten. Das hochgelegene Baselevel verursachte nachhaltige Akkumulation. Die Mächtigkeiten dieser Ablagerungen können allerdings in den Proximalbereichen recht gering sein. Dennoch handelt es sich um korrelierbare transgressive Horizonte und mehr oder weniger auch um Zeitmarken. In einigen Beckenrandzonen können sie zuvor lange exponierte Grundgebirgsflächen sehr seicht geflutet und abgespült haben. So erklären sich die vereinzelt nachgewiesenen Metall-Anreicherungen in diesen Niveaus.

Viele, wenn nicht sämtliche Eigenschaften der Violetten Grenzungen erklären sich durch eine Vorfluter- und Baselevel-gesteuerte Ausdehnung des Akkomodationsraumes mit kurzfristiger retrogradierender Verschiebung der peritidalen Faziesgürtel:

- Horizontbeständigkeit und enorme flächenhafte Ausdehnung der Vorkommen
- weiter fortgesetzte, wenn auch verlangsamte Sedimentation (DITTRICH 2016a: 94)
- eine primäre, sedimentär bedingte geringe Korngröße der Sedimente (zurückgewichene proximale Faziesgürtel)
- Glimmeranreicherungen (ORTLAM 1974: 856) bis hin zu Glimmersanden (DACHROTH 1988: 318, 323) durch distal ausselektierte niederenergetische Ablagerung von Glimmerplättchen
- Anreicherungen von Spurenelementen und Metallen wie etwa Chrom, Zirkonium und Titan (ORTLAM 1974, 1980) sowie Kupfer (DACHROTH 2013), die von abgespülten randlich angrenzenden Festlandsbereichen stammen
- überregionales Auftreten von Fährtenhorizonten (u.a. DACHROTH 2013: 228) als Abbild von Habitaten und Wanderrouten in Küstengebieten
- Wirbeltier-Bonebeds in oder über Violetten Horizonten (ORTLAM 1974) mit fischfressenden Gattungen, die für marine mitteltriassische Küstenzonen typisch sind (Teil I: 27)
- violettgefärbte, „pedogen beeinflusste“ Horizonte, die in den Randzonen und an beckeninternen Schwellenzonen mit (anderen) marinen Faziesmerkmalen assoziiert bzw. verzahnt sind (vgl. etwa ORTLAM 1974 + 1980: *Corophioides*-Bank; LUKAS & WENZEL 1991, BECKER 2005).

- Größenzunahme der Hämatit-Kristalle durch konstruktive Prozesse bei „Grundwasser-Stau“ (BACKHAUS & HEIM 1995)
- Existenz auffällig großer Mengen Dolomit und Evaporite (Sulfate und andere Salze), die nicht allein aus der (schwachen!) In-situ-Verwitterung ableitbar sind
- örtliche Bildung von primären, nahezu stöchiometrisch zusammengesetzten Dolomitlagen und -bänken (MÜLLER 1954: 178 + 182; DACHROTH 1988: Abb. 11)
- peritidale, Sebkha-typische Dolocretes, die dort durch Aszendenz aus dem nur wenig tiefen Grundwasser entstehen (FÜCHTBAUER 1988; vgl. Kap. 8.1: Abschnitt zum Dolomit)
- Sebkha-typische Magnesiumgehalte in der saarpfälzischen Violetten Grenzzone (DACHROTH 1988: 324; Teil I: 78f.; vgl. auch BUSH 1973: aktuogeologische Befunde am Persischen Golf)
- Sulfatknollen (ORTLAM 1974, DITTRICH 2016a: 95; Teil I: 24) und -lagen als frühdiagenetische Bildungen einer Küstensebkha (vgl. PURSER 1973)
- temporär extrem hohe Salinitäten des Porenmilieus, belegt durch Sulfatzemente, Anhydritkristalle (MÜLLER 1954: 182) und frühe Quarz-Lösung (DITTRICH 2016a: 95; Teil I: 80f.; Kap. 8.1: Abschnitt Klima)
- filigrane lagige Feinstrukturen in Karneolen, die auf ehemalige randmarine, Sebkha-typische Krusten von Kalkalgen (oder Cyanobakterien) hindeuten könnten (LANGBEIN 1974, DITTRICH 2016a: 89f. mit Abb. 3).

Im Zuge und auch nach dieser marin-lagunären Zufuhr zahlreicher gelöster Stoffe konnte es dann zu einer vielfältigen Ausscheidung, Umwandlung und Umlagerung der Chloride, Sulfate, Karbonate usw. im vorgegebenen klastischen Sedimentkörper kommen. Eine bodenbildungsähnliche Dolocrete-Genese fand statt, allerdings ohne die zeitintensiven Verwitterungs-Phänomene einer Pedogenese im eigentlichen Sinne. Derartige vadose Calichen („Kalkkrustenböden“) belegen nämlich bloß eine evaporitische Stoffwanderung, -umlagerung und -wiederausscheidung, aber keine langwährende Verwitterung, Degradation und Gefügebildung, wie es für eine Bodenbildung kennzeichnend ist (Teil I: 23). Evaporation bewirkte die Aszendenz von Porenlösungen. Im Wechsel von Durchfeuchtung und Austrocknung konnten sich oberflächliche und vor allem Oberflächen-nahe Karbonat- und Sulfat-Krusten bzw. -Knollen herausbilden.

Eindampfende Restlaugen-Pfützen und entsprechend hochkonzentrierte Porenwässer können eine  $\text{SiO}_2$ -Lösung und eine Karneolbildung ermöglicht haben. Die Karneole der saarpfälzischen Violetten Grenzzone beschränken sich nachweislich auf die tektonischen vorgegebenen Tröge, wo sich hochalkalische Restpfützen sammelten (mehr dazu DITTRICH 2016a: 95f. mit Abb. 4). Bei einem Anstieg des pH-Wertes der Porenwässer über 9,5 ist die Lösung kleinster Quarz-Partikel möglich (FÜCHTBAUER 1988: Abb. 8-2); vor allem durch die Anwesenheit von freien Alkali- und Erdalkali-Ionen steigt die Löslichkeit von  $\text{SiO}_2$  beträchtlich. Eine laterale Migration kolloidaler Kieselsäure ermöglichte die Bildung von Einkieselungen und von Karneolen.

Die Farbton-prägenden großen Hämatite stellen so etwas wie ein „paläogeographisches Fazies-Leitmineral“ für tendenziell ingressive hydrographische Situationen dar. Gemeinsam mit den damit assoziierten Dolomit-, Sulfat- und Salzgehalten und mit den nachweisbaren Gefügehinweisen dokumentieren sie gelegentliche flachgründige Vorstöße des Meeres aus Norddeutschland in die südlichen und südwestlichen Randbereiche des Germanischen Beckens. Dementsprechend sind sie als festländische bzw. peritidale Indikatoren von beckenweiten Hochstandsereignissen aufzufassen, als marine Signale.

Zu beachten ist allerdings folgende stratigraphische Einschränkung. Die oben beschriebene Signifikanz als stratigraphisch durchhaltende Flutungshorizonte (Hochstands-Signale) gilt linksrheinisch nur für die drei Violetten Grenzzonen VG1 bis VG3 sowie für das Schichtglied der Violettschichten im s5 (Tab. 5). Etwas anders ist es bei den sonstigen Violetten Horizonten im linksrheinischen Oberen Buntsandstein (s7) und in der Konglomeratischen Serie im Bitburger Becken (s6). Für sie gelten die oben aufgelisteten Merkmale nur teilweise oder stark abgeschwächt. Diese Violetten Horizonte indizieren nur ganz allgemein die dauerhaft anhaltende paläogeographische Rahmensituation einer nicht sehr fernen Anrainerschaft des vorgelagerten Meeres. Bei kontinuierlicher Subsidenz konnte es oszillierend zur mehrfach wiederholten ingressiven Beeinflussung des Ablagerungsgeschehens und der Frühdiagenese kommen. Derartige Violette Horizonte kommen meist am Top von fluviatilen Zyklen vor. MADER (1984: 41) hatte sie seinerzeit als „Caliche-Paläoböden“ beschrieben, die sich pedogen aus den Überflutungssedimenten normaler fluviatiler Zyklen entwickelt hätten. Als alternative genetische Deutungsmöglichkeit hatte er allerdings auch eine „anorganisch-sedimentäre, lagunäre oder intertidale Bildung“ angeführt (S. 37). Diese Horizonte sind lateral nicht durchhaltend konserviert, sondern häufig von den Grobschüttungen der jeweils nachfolgenden Zyklen aufgearbeitet und unterschritten worden. Sie sind nicht einzeln stratigraphisch verwertbar.

Insofern gibt es also sowohl stratigraphisch eher unwichtige Violette Horizonte als auch solche mit direktem stratigraphischem Leitwert. Letztere sind nicht umsonst seit jeher als „Grenzzonen“ bezeichnet worden. Diese komplexe Sachlage klingt bereits bei DACHROTH (2013) an, wo zwei hintereinanderfolgende Kapitel (7.2.11 bzw. 7.2.12) enthalten sind, die schon ihrem Titel nach Argumente für bzw. gegen eine hohe stratigraphische Bedeutung der Violetten Horizonte abhandeln.

Die Situation, dass sich besondere Hochstandsphasen eines vorkonzentrierten Randmeeres bis weit auf den klastischen Ufersaum des Ablagerungsraumes auswirkten, hatte übrigens auch schon im Zechstein bestanden. Dies war in der Pfälzer Mulde nachvollbar gewesen. Die dort sehr weitflächig erhaltene sandig-konglomeratische Zechstein-Randfazies (DITTRICH 1996, LGB 2005) zeigt nämlich sehr deutliche Parallelen zum proximalen Buntsandstein der Trier-Luxemburger Bucht. Ursprünglich waren die Sedimentabfolgen fluviatil abgelagert worden. Besondere Hochstandsereignisse – im Oberperm des Mitteleuropäischen Beckens sind ja erhebliche Schwankungen des Meeresspiegelniveaus nachgewiesen – hinterließen im Sediment des breiten Küstensaums typische Imprägnationshorizonte, sogenannte Zementationszonen (DITTRICH im Druck a). Sie sind sehr dolomitreich (LGB 2005: Abb. 68), mehr oder weniger tonig und manchmal mit spezifischen Spurenfossilien durchsetzt. Selbst eingeschwemmte Glaukonitpartikel können enthalten sein, die unter besonders günstigen Bedingungen auch unverwittert konserviert blieben (LGB 2005: Abb. 67). Oft treten blauviolette, rotviolette oder helle, gelblich-grün gebleichte Gesteinsfarben auf, die unmittelbar an die Violetten Horizonte bzw. Violetten Grenzzonen des Buntsandsteins erinnern. Insofern entsprechen die sechs korrelierbaren Zementationszonen der linksrheinischen Zechstein-Randfazies in ihrer paläogeographischen und stratigraphischen Charakteristik den Violetten Grenzzonen im nachfolgenden Buntsandstein.

### **8.3 Anhaltspunkte zur stratigraphischen „Einhängung“ (Korrelation) der regionalen Schichtenfolge**

Zur Parallelisierung der linksrheinischen Gesteinsabfolgen mit denen im rechtsrheinischen Beckeninneren sind vor allem zwei verschiedene methodische Ansätze hilfreich. Einer davon, der

tektonostratigraphische Ansatz, stützt sich auf tektonisch induzierte Diskontinuitäten innerhalb der Buntsandstein-Schichtenfolge. Der andere ist die direkte biostratigraphische Datierung bzw. Korrelation. Wegen der Fossilarmut der hier untersuchten Rotserien ist letzteres aber nur sehr selten, nur in besonderen Glücksfällen möglich. Weitere Anhaltspunkte zur Parallelisierung liefern besondere fazielle Merkmale, die für bestimmte Niveaus im Germanischen Buntsandstein charakteristisch sind. Zu nennen sind hier etwa Kugelfels-Bildungen, besondere Pflanzenansiedlungen oder die spezielle Fazies der farbspezifischen, Dolomit-reichen und Karneol-führenden Violetten Grenzzonen. Auch sollten die (maximal erhaltenen) Mächtigkeiten einzelner Schichtabschnitte in ihrer Dimension ungefähr zum Zeitinhalt der rechtsrheinischen Formationen passen, wie er im inneren Beckenbereich angenähert ermittelt worden ist. Auch über diesen Weg lässt sich ein gewisser Plausibilitäts-Check der stratigraphischen Zuordnung vornehmen.

Zunächst zur Tektonostratigraphie. In der Gesamtabfolge des Buntsandsteins im rechtsrheinischen Hauptteil des Beckens sind zwei besonders starke Diskordanzen bekannt. Sie waren das Resultat von weiträumig wirksamen landschaftsumgestaltenden tektonischen Prozessen. Es handelt sich um die V-Diskordanz (s2/s3-Diskordanz) an der Basis des Mittleren Buntsandsteins und – vor allem – die H-Diskordanz im höheren Mittleren Buntsandstein (s5/s6-Diskordanz, Tab. 5). Bei beiden Ereignissen kam es zu einer wesentlichen Neukonfigurierung des Beckenraums (Teil III: Kap. 7.3.4) und zu einer Veränderung des sedimentären Geschehens. Unter den verschiedenen Diskordanzen im Kernbereich des Germanischen bzw. Mitteleuropäischen Beckens sind diese beiden die deutlichsten. Sie zeigen die stratigraphisch am tiefsten reichenden regionalen Schichtausfälle (Tab. 5).

Das Trier-Luxemburgische Untersuchungsgebiet liegt in einer südwestlichen Randzone des Gesamtbeckens. Hier bildeten sich auch noch weitere Diskordanzen ab, welche im inneren Becken ohne große Konsequenzen und infolgedessen unerkant geblieben sind. Im Beckenrandbereich hingegen war die Erhaltungswahrscheinlichkeit von Sedimenten etwas geringer. Der Sedimentbericht (in Teil III auch: „Sedimentrekord“; engl.: sedimentary record) war weniger vollständig. Manche Abschnitte der vollständiger entwickelten Schichtenfolgen des inneren Beckens fehlen hier. Nicht zuletzt verschwanden sie in den Schichtlücken der hier ausgewiesenen Diskordanzen (Tab. 5).

Ein wertvolles Hilfsmittel zur überregionalen Korrelation des Trier-Luxemburgischen Buntsandsteins mit dem Beckenprofil und seinem sequenzstratigraphischen Ausdeutungs-Gerüst besteht nun darin, die genannten zwei stärksten Diskordanzen überregional zu verfolgen und zu parallelisieren. Tatsächlich stechen nämlich auch im Buntsandstein-Profil des Untersuchungsgebietes zwei Diskordanzen besonders hervor.

Zunächst einmal handelt es sich um diejenige an der Basis des Biewer-Konglomerates im Trierer Becken bzw. des Basalkonglomerates im Bitburger Becken (Tab. 5). Oberhalb dieser Diskordanz erweist sich eine völlig neue Beckenkonfiguration. Der Trier-Luxemburgische Beckenraum und auch der lothringische hatten sich ganz entscheidend ausgeweitet. Im Norden ist nun erstmals der gesamte Bereich des Bitburger Beckens und vor allem auch die Eifeler Nord-Süd-Zone mit abgesenkt worden (Teil III: Kap. 7.3.2 mit Abb. 29). Infolgedessen war nun auch das fluviatile Abflussgeschehen wesentlich verändert. Das betreffende tektonische Ereignis ist schon in früheren Arbeiten (u.a. DITTRICH 2004, LGB 2005) mit dem der rechtsrheinischen V-Diskordanz gleichgesetzt worden. Die entsprechenden Krustenbewegungen leiteten das Sedimentationsgeschehen des Mittleren Buntsandsteins ein. Zahlreiche lithofazielle Befunde und auch die Vergleiche mit dem pfälzischen Buntsandstein-Profil untermauerten diese inzwischen etablierte Korrelation (STD 2002, 2016).

Subgruppe	Folge	Unterfolge	Formation / Subfm. im inneren Becken	Tektonische Ereignisse im inneren Becken	Schichtenfolge Pfälzer Mulde*	**	Schichtenfolge Trierer Becken	△ LH	Schichtenfolge Bitburger Becken
Oberer Buntsandstein	s7-Folge	s7-4	Röt-4-Subfm.		Voltziensandstein	soho	Voltziensandstein (soV)	GL	Voltziensandstein (soV)
		s7-3	Röt-3-Subfm.		obere Zwischenschichten	sohu	Obere Zwischenschichten (soZ)	VG3	Lettenregion (soVL) Werksteinzone (soVW) ⊙
		s7-2	Röt-2-Subfm.		untere Zwischenschichten	sot	Untere Zwisch. (soZ1)	VG2	Zwischenschichten (soZ)
		s7-1	Röt-1-Subfm.		Violette Grenzzone Hauptkonglomerat	smh	Violette Grenzsch. (sVGS)	VG1	Malbergweich-Sch. (soZM)
Mittlerer Buntsandstein	s6-Folge	Solling-Formation		H-Diskordanz	Obere Felszone	smtf	Konglomeratregion (KR) Unt. Kgl. (sKR1) Grobkonglomerat (sGK) Geröllsandsteine (sGS)	VS	Violette Grenzschichten (sVGS)
	s5-Folge	Hardeggen-Formation		Hb-Diskordanz	Obere Felszone	?	Konglomeratregion (KR) Unt. Kgl. (sKR1) Grobkonglomerat (sGK) Geröllsandsteine (sGS)		Konglomeratische Serie (sKS)
	s4-Folge	Detfurth-Formation		D-Diskordanz	Obere Felszone	?	Konglomeratregion (KR) Unt. Kgl. (sKR1) Grobkonglomerat (sGK) Geröllsandsteine (sGS)		Violettschichten (sVS)
	s3-Folge	Volpriehausen-Formation		V-Diskordanz	Obere Karlstal-Schichten	smtu	Geröllarme Wechselfolge (sGW)		Densborn-Sch. (sDb2) [Kieselkgl.]
Unterer Btsdst.	s2-Folge	s1-Folge	Quickborn-Formation	Q-Diskordanz	Karlstal-Felszone	?	Bewer-Konglomerat (sBK)		Basalkgl. (sBlk)
			Bernburg-Formation		Schlossberg-Sch. Rehberg-Schichten	su	Bändersandstein (sBS)		Schichten (sDb)
			Calvörde-Formation		Trifels-Schichten		Mittlerer Hauptbuntsandstein (sHB2)		Untere Densb.-Sch.
									DD :20

Tab. 5: Tektonische Ereignisse (Diskordanzen) im inneren Germanischen Becken im Vergleich mit denen im linksrheinischen Gebiet (nach RÖHLING et al. 2018, ergänzt nach LGB 2005, DITTRICH 2016b, 2019) sowie die Buntsandstein-Gliederung der Pfalz und diejenige im Trierer und Bitburger Becken. Unterer Buntsandstein verkürzt und vereinfacht verzeichnet; Msst. (Spalte Trierer Becken) = Mürsandsteine; \* Schichtglieder und Diskordanzen (regional wechselnde Schichtausfälle darunter nicht vollständig dargestellt); \*\*: Tektonostratigraphische Gliederung im Trier-Luxemburgischen Untersuchungsgebiet nach DITTRICH (2019) mit den regionalen tektonischen Ereignissen und den davon abgetrennten becken-dynamisch homogenen Einheiten; <sup>△</sup>: Leithorizonte, vgl. dazu Teil I: Kap. 3, hellgrün: „Intermediärzone“; <sup>⊙</sup>: basal: Intermediärzone (IMZ, Abschnitt über VG3), <sup>⊙⊙</sup>: basal: IMZ (über VG3), in N-Luxbg.: so2-Basiskgl. i.w.S.; □: Der Verlauf der isochronen H-Diskordanz ist hier nur zugunsten der tabellarischen Darstellbarkeit im rechten Teil „abgestuft“ verzeichnet worden.

Weitere Hinweise auf die korrelative Identität der Volpriehausen-Formation (smV) mit dem smtu-Abschnitt der Trier-Luxemburgischen Schichtenfolge (Tab. 5) lieferten die Befunde zu den strukturellen Details beim Subsidenzmuster. Mit seiner synsedimentären Mobilität mehrerer Richtungssysteme und seiner erstmaligen Aktivierung rheinischer Sockelstörungen ließ es auf eine neu einsetzende starke Dehnungsbeanspruchung (Extension) in WNW-ESE-Richtung schließen (Teil III: Abb. 29 und Tab. 4). In der smV-Mächtigkeitsverteilung in der Hessischen Senke ließ sich dieser Befund verifizieren (Teil III: Kap. 7.3.4).

Die zweite ganz besonders wichtige Diskordanz im Untersuchungsgebiet ist diejenige unter den jeweiligen Äquivalenten des saarpfälzischen Hauptkonglomerates. Diese Grobklastika tragen im Trierer Becken und im Bitburger Becken verschiedene Lokalnamen; das betreffende Gesteinspaket (inklusive dem stratigraphischen Niveau der Violetten Grenzzone) wird vereinfachend oft als Höherer Mittlerer Buntsandstein gekennzeichnet (smh, Tab. 5). Die damaligen tektonischen Bewegungen bewirkten eine massive Kornvergrößerung in nahezu allen Bereichen des Untersuchungsgebietes. Auch wurde die bisherige Westgrenze des Beckens weit überschritten, das westliche Luxemburg gehörte nun erstmals zum Sedimentationsraum dazu (Teil II: Kap. 7.2.2 mit Abb. 21b, Teil III: Abb. 29).

Die erosive Natur der stratigraphischen Grenze smto/smh ist offenkundig. Häufig ist eine tiefgreifende linienhafte Erosion zu beobachten. Vor allem die geringmächtigen Violettschichten sind häufig unterschritten, lokal können aber auch die mächtigen Densborn-Schichten (Tab. 5) zum Teil oder sogar gänzlich fehlen. Im Nordwesten, am Südrand des ardennischen Hochgebietes, ist es nachweislich zu einer kräftigen Abtragung gekommen. Dort ist eine scharfe Diskordanzfläche zwischen den devonischen Tonschiefern und den auflagernden smh-Konglomeraten entwickelt (Teil III: 97). Der gesamte ältere Buntsandstein fällt dort also aus.

Die Situation entspricht derjenigen im rechtsrheinischen Beckenbereich, wo unterhalb der H-Diskordanz wechselnde Anteile des liegenden Buntsandsteins fehlen können (Tab. 5). Sogar sämtliche Folgen s1 bis s5 können dort ausfallen. Zudem nimmt die betreffende Diskordanz innerhalb des Buntsandstein-Gesamtprofils dieselbe stratigraphische Position ein. Die Gleichsetzung des linksrheinischen Hauptkonglomerats und seiner Äquivalente mit der Solling-Formation (s6-Folge) ist nämlich schon seit langem weitgehend unstrittig und in der Literatur gemeinhin akzeptiert (u.a. BACKHAUS 1994: Abb. 1, LGB 2005, DITTRICH & NORBISRATH 2006, STETS 2013, STD 2002, 2016, RÖHLING et al. 2018). Die smt/smh-Diskordanz im Untersuchungsgebiet ist gleichbedeutend mit der H-Diskordanz (s5/s6-Diskordanz). Die zugrundeliegenden paläogeographischen Veränderungen hatten zweifellos überregionalen Charakter aufgewiesen (Kap. 8.4: Abschnitt s6). Ursächlich dafür war wohl eine Neu-Formierung und Verstärkung des kontinentalen Spannungsfeldes; in den Kapiteln 7.3.3 und 7.3.4 (Teil III, mit Tab. 4) konnte dies argumentativ wahrscheinlich gemacht werden.

Der Schichtabschnitt zwischen der V- und der H-Diskordanz im Untersuchungsgebiet (smt) umfasst eine Sandstein- und Konglomerat-Abfolge, die größenordnungsmäßig bis zu 200 m (250 m?) Mächtigkeit erreichen kann. Im Großen und Ganzen zeigt sie zwei übereinanderfolgende Fining-upward-Zyklen. Die kompositionellen Zusammensetzungen der jeweiligen Grobschüttungen an der Basis belegen eine neu belebte Abtragung frischer Liefergesteine in den Hinterländern (Teil II: Kap. 6.3 + 6.5; Teil III: Kap. 7.3.2). Der untere Großzyklus korreliert mit der Volpriehausen-Formation. Der obere, durch das sogenannte Kieselkonglomerat (Tab. 5) eingeleitete Großzyklus ist in der hier vorliegenden Untersuchung mit der

Hardeggen-Formation parallelisiert worden. Die schon in Süd-Hessen recht geringmächtige Detfurth-Formation ist selbst im Trogbereich der Pfälzer Mulde (Lothringen-Pfalz-Senke) nur noch selten und höchstens metermächtig vertreten. Im westlichen Proximalbereich des Beckens, im Saarland, in Lothringen, im Trier-Luxemburger Untersuchungsgebiet und auch in der Nordeifel fehlt sie dann völlig (mehr dazu in Kap. 8.4 und bei DITTRICH in Vorb. a). Die hangenden Abfolgen (smt0, Tab. 5) zeigen Merkmale, die auch die rechtsrheinische Hardeggen-Formation auszeichnen. Es sind dies die – besonders auch für die Pfalz charakteristischen – Kugelfels-Bildungen (DITTRICH 2016a: Kap. 3) und die lokal waldartig verbreiteten Bärlappgewächse der Art *Pleuromeia sternbergii* (Teil I: 65f.). Hinzu kommt die eher lebhaft konfigurierte Beckenabsenkung dieser Zeit, die sich in deutlichen Mächtigkeitsschwankungen abbildet (Teil III: 93ff. und 137). Die bislang bekannte Maximalmächtigkeit des smt0 von etwa 110 m (erbohrt bei Spangdahlem) ist recht groß. Sie impliziert auch einen erheblichen Zeithalt dieses Abschnitts. Für die Bildungszeit der Hardeggen-Formation ist ein Zeitraum von etwa 1–1,5 Mio a anzunehmen, für die s5-Folge insgesamt 1,2–2 Mio a (TIETZE & RÖHLING 2013: 260, dort auch weiterführende Literaturhinweise). Diese Zeitspanne ist lang im Vergleich zu den 0,4–0,5 Mio a, die für die unterlagernde Detfurth-Formation veranschlagt wurden. In der tektonostratigraphischen Tabelle von RÖHLING et al. (2018; Tab. 5 links) und auch in der hier reproduzierten Abbildung von PAUL & PUFF (2013; Abb. 36) war die jeweilige Länge der Zeiträume durch die Höhe der Zeilen angedeutet worden. Die Ablagerungszeit der Solling-Formation soll etwa 0,4–0,5 Mio a betragen haben; 1,5 Mio a könnten auf die Schichtlücke der H-Diskordanz entfallen (TIETZE & RÖHLING 2013: 260f.). Im Bitburger Becken jedenfalls harmonisieren derartige Zeitrelationen mit den Mächtigkeitsbefunden.

Die vorstehend genannten tektonostratigraphischen Fakten ermöglichten es also, den Profilabschnitt vom Unteren und Mittleren Buntsandstein überregional zu korrelieren und in das rechtsrheinische stratigraphische Profil einzuhängen. Es resultiert ein detailreiches Parallelisierungsgerüst (Tab. 5), welches durch mehrere andere lithofazielle, paläogeographische und becken-dynamische Argumente weiter untermauert werden kann (Kap. 8.4).

Komplexer und strittiger – und für diese Untersuchung besonders bedeutsam – ist die korrekte Parallelisierung der Unterfolgen des Oberen Buntsandsteins. Im rechtsrheinischen Beckenraum sind die Gesteinsabfolgen der Röt-Formation aufgrund ihrer sehr wechselhaften feinsandig-pelitisches- evaporitischen Fazies gut zu untergliedern und auch altersmäßig einzustufen. Dort gelingt dies biostratigraphisch, vor allem palynostratigraphisch, und logstratigraphisch. In linksrheinischen Gebieten sind die gleichalten Sedimentabfolgen jedoch in einer relativ groben Proximalfazies ausgebildet. Es handelt sich vorwiegend um zyklisch gegliederte, meist sandig-geröllführende fluviatile Ablagerungen. Sie sind weitgehend rotgefärbt und (heute) quasi fossilleer, auch in den eingeschalteten tonig-siltigen Partien. Palynologische Beprobungen waren erfolglos geblieben. Die eingebetteten pflanzlichen Makrofossilien konnten keine genaueren biostratigraphischen Anhaltspunkte liefern.

Für einen korrelativen Anschluss an das germanische Normalprofil boten sich zunächst wieder becken-dynamische Untersuchungsergebnisse an. Nach der Ablagerung der Violetten Grenzzone und ihren in der gesamten Trier-Luxemburger Bucht auszuhaltenden Äquivalenten (Tab. 5) kam es im Oberen Buntsandstein zu zwei wesentlichen paläogeographischen Umgestaltungen. Beide Male änderte sich die Beckenkonfiguration (Teil III: Kap. 7.3.2 mit Abb. 29). Veränderte Liefergebiete führten zu Fazieswechseln, die Mächtigkeitsverteilungen zeigen veränderte Subsidenzmuster. Daher sind deutliche Diskontinuitäten innerhalb der Schichtenfolge aus-

zuhalten. Auf diese Weise konnten im Untersuchungsgebiet zwei Bewegungsakte identifiziert werden. Sie unterteilen den Oberen Buntsandstein in drei tektonostratigraphische Abschnitte. Es sind dies der Tiefere Obere Buntsandstein (sot) und der zweiteilige Höhere Obere Buntsandstein (soh), der sich in einen unteren (sohu) und einen oberen Abschnitt (soho) untergliedert (Tab. 5).

Die mit einem Subsidenzmusterwechsel verbundene ältere Diskontinuitätsfläche ist im Teil III dieser Publikation als K-Diskordanz neu-eingeführt worden. Sie dokumentiert sich in weiten Arealen des linksrheinischen Beckenbereichs. Der Buchstabe K bezieht sich auf die darüber folgenden Kyllburg-Schichten (soZK) innerhalb der Zwischenschichten (soZ, Tab. 5). Dass das Einsetzen der Kyllburg-Schichten in der Eifel mit einer markanten Neuschüttung, mit einem veränderten Sedimentationsregime und wohl auch mit Tektonik einhergegangen war, war früher schon von MADER (1979–1992) in zahlreichen Einzelpublikationen herausgestellt worden (vgl. Teil III: 120f. und 134).

Die jüngere Diskontinuitätsfläche im Oberen Buntsandstein, diejenige an der Grenze sohu/soho, ist mit der rechtsrheinischen G-Diskordanz zu korrelieren (Teil III: 130 + 135f., Tab. 4). Die stratigraphisch tiefer angesiedelte K-Diskordanz kam für eine solche Korrelation nicht in Frage (Teil III: Kap. 7.3.4). Dies ergab sich aus der Gesamtheit des Profilaufbaus im Trier-Luxemburgischen Untersuchungsgebiet und aus den Mächtigkeitsbilanzen im Oberen Buntsandstein. Vor allem aber erwies sich dies aus einer aktuellen palynostratigraphischen Datierung. Diese Untersuchungsergebnisse entstammen dem Grenzbereich sot/soh im Bohrkernprofil Reisdorf, im deutsch-luxemburgischen Grenzgebiet (Abb. 34). Dort war eine markante mittel- bis dunkelgraue, etwas grünstichige Tonsteinabfolge durchteuft worden, etwa in oder etwas unterhalb der Mitte der Zwischenschichten (Teil I: 45f.; Kap. 8.4). Zunächst war sie als oberer Teil des Leithorizontes VG2 angesprochen worden. Die betreffenden Pelite sind meist feinschichtig, schwach dolomitisch, etwas glimmerstaubig und oft auch bioturbat. Gelegentlich sind Pflanzenhäcksel angereichert. Drei Proben daraus sind von Frau Dr. SUSANNE FEIST-BURKHARDT/Ober-Ramstadt palynologisch untersucht worden (DITTRICH et al. in Vorb.). Die Aufbereitung ergab einen Rückstand mit schönen, reichen und recht vielfältigen Pollen- und Sporen-Floren.

Durch den Vergleich der Reisdorfer Befunde mit der umfangreichen palynologischen Datenbasis aus der hessischen Kernbohrung Borken (DOUBINGER & BÜHMANN 1981) war eine sehr genaue stratigraphische Aufschlüsselung möglich. Zunächst einmal ist eine sichere Zuordnung zur Zone GTr 7 nach HEUNISCH (1999) möglich gewesen. Im Gegensatz zur ursprünglichen Abgrenzung (Abb. 38) reicht diese Zone nach neueren Befunden (BACKHAUS et al. 2013: Tab. 5-3 und schriftl. Mitt. C. HEUNISCH 2017) nach unten hin noch etwas weiter weiter in das Röt 1 hinein. Bei Reisdorf zeigte sich eine GTr 7-typische Assoziation mit *Voltziaceasporites heteromorphus*, mit häufigen Arten von *Triadispora*, mit Arten von *Microcachrydites* sowie mit *Stellapollenites thiergartii* (S. FEIST-BURKHARDT in DITTRICH et al. in Vorb.).

Darüber hinaus war allerdings noch eine weitaus genauere Einstufung möglich. Die luxemburgischen Floren entsprechen nämlich eindeutig der in Nordhessen ausgewiesenen „2. Assoziation“, die das tiefere Röt 2 umfasst. Überdies deutet das sporadische Auftreten von *Densoisporites nejburgii* in den Proben von Reisdorf darauf hin, dass man sich maximal im Basisbereich des Röt 2 befinden kann. Im tieferen bis mittleren Röt klingt diese Sporenart nämlich aus (Abb. 38). Die Assoziation 2 setzt im basalen Röt 2 gerade erst ein. Im Borken-Profil ist das Grenzniveau Röt 1/Röt 2 durch das Auftreten von *Kraeuselisporites* gekennzeichnet.

T R I A S		Muschelkalk									GTr		
		Mittl.	Unt.								9		
Buntsandstein	Ob.	R.-Fm.										7	
		S.-Fm.											6
	Mittl.	H.-Fm.											5
		D.-Fm.											4
		V.-Fm.											3
	Unt.	B.-Fm.											2
		C.-Fm.											1
				Actinastrum sp./ Diverse Algen									
				Lycospora obsoleta									
				Maximum der Acritarchen									
			Densosporites nejburgii										
			Cycloverruitrites presselensis										
			Voltziaceasporites heteromorphus										
			Angustisulcites klausii										
			Stellapollenites thiergartii										
			Tsugaepollenites oriens										
			Doubingerispora filamentosa										
			Institisporites sp.										
			Podosporites amicus										
			Triadispora crassa										

Abb. 38: Stratigraphische Reichweiten von Palynomorphen und Zonengliederung in der tieferen Germanischen Trias (GTr; nach HEUNISCH 1999, verkürzt und graphisch verändert; Buntsandstein-Formationen im rechtsrheinischen Hauptbecken: C.-, B.-, V.-, D.-, H.-, S.- bzw. R.-Fm. = Calvörde-, Bernburg-, Volpriehausen-, Detfurth-, Hardeggen-, Solling- bzw. Röt-Formation). Die Untergrenze der Zone GTr 7 ist veraltet, sie ist ein wenig tiefer zu ziehen (vgl. Text).

Ausschließlich in diesem Niveau kommt diese Sporen-Gattung dort vor. Bei Reisdorf ist sie ebenfalls nachgewiesen worden. Überdies untermauern noch weitere Hinweise den genannten biostratigraphischen Befund (vgl. DITTRICH et al. in Vorb.).

Zahlreiche andere Pollen-Arten, die erst im mittleren und oberen Röt – etwa in der Zone GTr 8 – verbreitet sind, fehlen in den Reisdorf-Proben. Tatsächlich ist es ja sehr wichtig, palynostratigraphisch unstrittig zu belegen, dass diese Assoziation nicht in den jüngeren Röt wie den Röt 3 oder gar den Röt 4 gehört. Wichtig ist dies für die Abklärung einer eventuell existierenden starken lithofaziellen Diachronie der linksrheinischen so/mu-Grenze. In der Literatur – vor allem in französischen Publikationen – ist eine derartige Diachronie oftmals angenommen worden (mehr dazu bei DITTRICH in Vorb. b). Nach einer gezielten diesbezüglichen Auswertung im Reisdorf-Profil (weitergehende Fakten dazu bei DITTRICH et al. in Vorb.) kann diese deutliche Diachronie aber wohl verneint werden.

Insgesamt ergibt sich also eine gesicherte palynostratigraphische Einstufung der Reisdorfer Proben aus der höchsten VG2 in den Basisbereich von Röt 2. Diese biostratigraphische Datierung eröffnet neue Chancen für eine exaktere Korrelation des hiesigen Oberen Buntsandsteins mit

den Röt-Unterfolgen im Beckeninneren. Damit fördert diese stratigraphische Marke die ungefähre Verknüpfung der relativen Meeresspiegel- oder Baselevelschwankungen unserer Region mit denen im rechtsrheinischen Beckenbereich.

Was heißt das nun konkret? Der basale Obere Buntsandstein des Untersuchungsgebietes, der die tieferen Zwischenschichten umfasst (sot, Tab. 5), gehört der s7-1-Unterfolge an, dem Röt 1. Die obersten, grauen Partien der VG2 von Reisdorf (Genaueres dazu in Kap. 8.4) gehören in die untersten Bereiche der s7-2-Unterfolge. Die K-Diskordanz, die oberhalb der VG2 angesiedelt ist, gehört also in den frühen Röt 2. Die auflagernden Kyllburg-Schichten umfassen dann noch weite Teile der s7-2-Unterfolge (Röt 2) und tiefere Abschnitte der s7-3-Unterfolge (Röt 3).

Interessant ist dabei ein Blick auf die Mächtigkeitsrelationen innerhalb der summativen Schicht-einheit der Zwischenschichten. Im nördlichsten Bereich des Untersuchungsgebietes, in der Eifeler Nord-Süd-Zone, ist der soZK (sohu) etwa zwei bis drei Mal so mächtig wie der soZM (sot, Tab. 5; Teil II: 120). Neben soZM-Abtragungseffekten im Bereich der K-Diskordanz kann dies auch die längere Dauer der soZK-Ablagerung abbilden. Entsprechendes könnte sich auch in der zeitlich aufgehängten stratigraphischen Tabelle von RÖHLING et al. (2018) andeuten (links in Tab. 5), falls die jeweilige Höhe der s7-Unterfolgen-Zeilen eine ungefähre Vorstellung vom Zeitinhalt vermitteln soll (?). Die Zeitspanne von Röt 2 + Röt 3 übersteigt dann sicher diejenige vom Röt 1. Diese Zeitdauer-Überlegungen sind zugegebenermaßen von geringer Präzision und eher „tastend“. Tendenziell bestätigen sie aber das mit anderen Methoden hergeleitete „korrelative Gerüst“ im Oberen Buntsandstein des Untersuchungsgebietes.

Die stratigraphische Position der rechtsrheinischen G-Diskordanz entspricht der Röt 3/Röt 4-Grenze (Tab. 5). Linksrheinisch, im Trier-Luxemburgischen Untersuchungsgebiet, hat dieses tektonische Ereignis zur Beckenmodifizierung im Wechsel sohu/soho geführt (Teil III: Kap. 7.3.2, S. 116 und Abb. 29). Der Voltziensandstein ist demnach in den Röt 4 zu stellen. Dies ergibt sich sowohl tektonostratigraphisch als auch lithofaziell (mehr dazu in Kap. 8.4).

Eine nennenswerte Diachronie der Buntsandstein/Muschelkalk-Grenze ist also nicht anzunehmen. Dies gilt jedenfalls für die Trogbereiche der Eifeler Nord-Süd-Zone, für das Bitburger und für das Trierer Becken. Entsprechendes könnte auch für die Pfalz und das deutsch-französische Grenzgebiet plausibel sein (DITTRICH in Vorb. b).

#### **8.4 Die regionale Ereignisabfolge im Vergleich mit Ergebnissen aus östlicheren Gebieten**

Die sequenzstratigraphische Abb. 3 aus Teil I wird hier erneut eingefügt, etwas verbessert und mit einer neuen, höheren Abbildungsnummer. Sie dient dazu, ältere Deutungsmodelle zu veranschaulichen. Widersprüche zwischen diesen sequenzstratigraphischen Interpretationen und den hier vertretenen Deutungsansätzen werden im nachfolgenden Text dargelegt.

##### **s1- und s2-Folge**

Unterer Buntsandstein (su) ist nur im südlichen und östlichen Untersuchungsgebiet, also in einer vergleichsweise geringen Verbreitung vertreten. Er bleibt weitgehend auf das Trierer Becken und seine Randzonen beschränkt (Teil III: Kap. 7.3.1, Abb. 29). Im Moseltal bei Trier, im untersten Kylltal und östlich davon treten diese Abfolgen zutage. Ihr Anschluss an die lothringischen Vor-

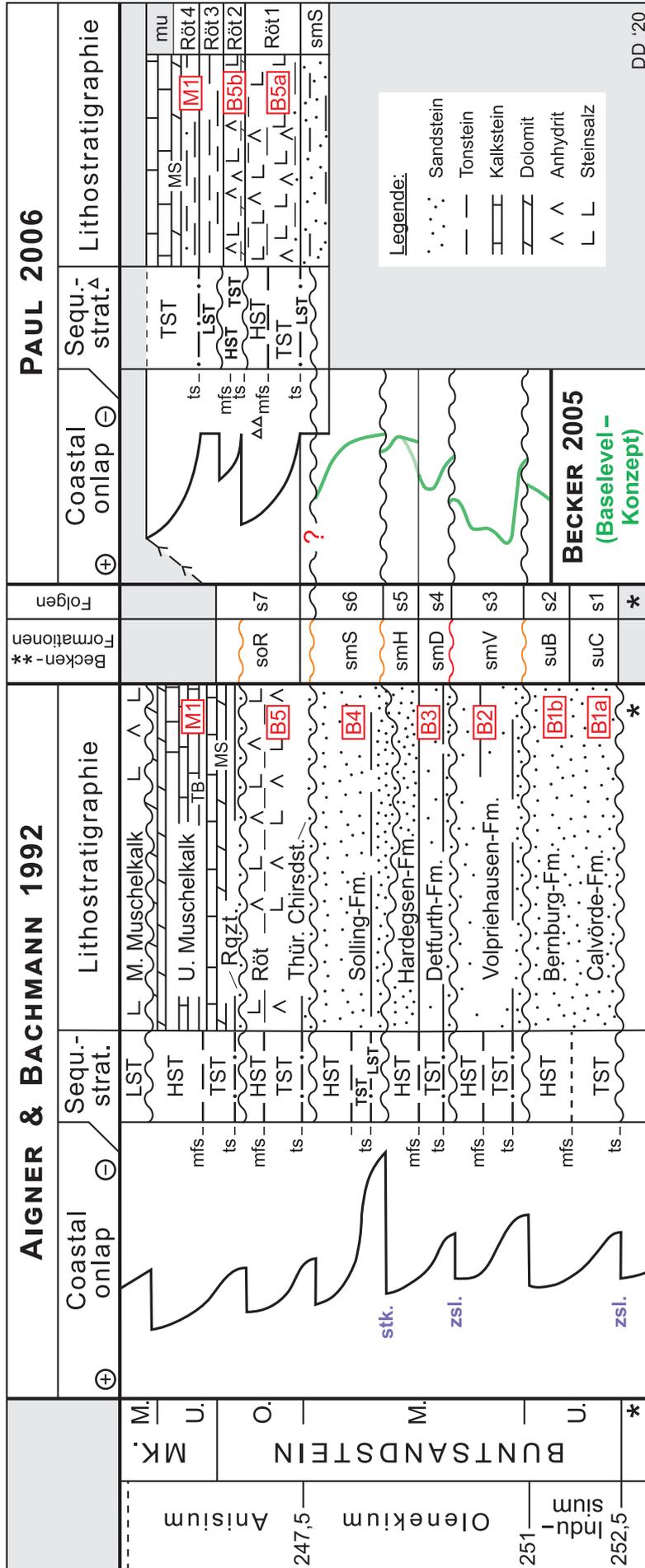


Abb. 39: Sequenzstratigraphie in der untertriassischen Normalfazies des inneren Germanischen Beckens (umgezeichnet nach AIGNER & BACHMANN 1992, PAUL 2006 (strat. Abschnitt vergrößert) und BECKER 2005 für die Thüringen-Westbrandenburg-Senke; links ergänzt und aktualisiert nach der STD 2016; Lithostratigraphie schematisch; stk., zsl.: Sequenzgrenzen stärker entwickelt bzw. zusätzlich ausgewiesen gegenüber der Exxon-Chart von HAQ et al. 1987, 1988; \*: Widersprüche durch die veraltete Einstufung der Zechstein-Bröckelschiefer (damals noch: su); TB = Terebratelbänke, MS = Myophorienschichten, Rqzt. = Rötquarzit, Thür. Chirsdst. = Thüringischer Chirotheriensandstein, soR = Röt-Formation; \*\*: mit Diskordanzen: (v.u.n.o.) V-, Dr-, H-, S-, G-Diskordanz; Δ: Symbolik gemäß Darlegungen von PAUL 2006, ΔΔ: genaue Höhenlage unbestimmt; ⊕: landwärts, ⊖: seawards; in Rot: bei TIETZE & RÖHLING 2013 ausgehaltene Sequenzen (angelehnt an AIGNER & BACHMANN 1998) bzw. rechts in Nummerierung nach der Interpretation von PAUL 2006).

kommen durch das südliche Untersuchungsgebiet hindurch ist heute tektonisch tief versenkt und ist bisher nur sehr lückenhaft erbohrt worden. Aufgrund der Beschaffenheit der Sandsteine bei Trier und der in Frankreich rekonstruierten su-Verbreitung ist eine paläogeographische Anbindung und eine Anlieferung aus Süden aber unstrittig.

Von Trier aus erfolgte dann der Abfluss des Braided-River-Systems des Unteren Buntsandsteins in ENE-Richtung. Das Gebiet des Rheinischen Schiefergebirges wurde überwunden mithilfe der strukturellen Schwächezone des „Bitburg-Kasseler Senkungsfeldes“ im Sinne von PFLUG (1959; vgl. Teil III: Abb. 25) – streckenweise entspricht es dem nachvariskischen „Moseltrog“ bei MEYER (2013). Der Schiefergebirgsblock war damals, lange vor der „Plateau-Uplift-Phase“ der Neuzeit, bei weitem noch nicht so stark herausgehoben und strukturell individualisiert gewesen. Überdies hatte das frühtriadische kontinentale Stressfeld die Aufweitung und Absenkung dieses WSW-ENE-(bis NE-)streichenden Krustenfeldes begünstigt (Teil III: Tab. 4). Durch diese synsedimentäre Senkungszone gelangten die Flüsse weit nach Nordosten, in das Germanische Hauptbecken hinein.

Eine hydrologische Verbindung von Trier nach Norden, durch eine Senkungszone entlang der Eifeler Nord-Süd-Zone, existierte damals noch nicht. Dementsprechend konnte es im Unteren Buntsandstein auch nicht zu marinen Ingressionen in die Trier-Luxemburger Bucht von Norden her gekommen sein. Tatsächlich zeigen die su-Schichtenfolgen des erweiterten Trierer Beckens eine ausnahmslos fluviatil-terrestrische Prägung. Evaporitische Gesteinsanteile wie Halit, Sulfat und auch Dolomit fehlen.

In der Pfalz im Südosten ist dies anders. Dort dokumentiert sich durch die massenhafte Verbreitung von „Pseudomorphosensandsteinen“ (veralteter Ausdruck nach H. THÜRACH 1894 für die Lithofazies der Trifels- und Rehberg-Schichten) und durch mehrere Kugelfels-Niveaus im Unteren Buntsandstein ein ganz anderes, deutlich stärker salinar geprägtes Milieu. Der früher namengebende Begriff „Pseudomorphosen“ bezog sich auf mm- bis cm-große, dunkle, mulmig-poröse Flecken im Sandstein. Es handelt sich dabei um Ablaugungsreste von ehemaligen Nestern aus poikilotropischen Dolomitementen (vgl. dazu auch LGB 2005: Abb. 65). Beide Phänomene, die nestartigen Dolomitemente und die Kugelbildungen in den Sandsteinen, gehen auf phreatische Dolomite-Bildungen im damaligen Ablagerungsraum zurück (vgl. DITTRICH 2016a: Kap. 3). Offenbar war damals im Porenraum des noch unverfestigten sandigen Sedimentkörpers temporär ein salinares, karbonatgesättigtes Grundwasser vorhanden gewesen. Ein genereller hydrologischer Anschluss an die Hessische Senke mit ihren gelegentlichen marinen Ingressionsereignissen (Kap. 8.1 und DITTRICH 2016a: Kap. 2.2.2) ist ohne weiteres plausibel. Dies zeigen allein schon die Mächtigkeitsbilanzen in Hessen und in der Pfälzer Mulde, die nahelegen, dass hier eine durchgehende Subsidenzzone existierte (mehr dazu bei DITTRICH 2016a: 111f.). Ein episodisches Einströmen von Karbonat-reichen Wässern und eine phreatische Dolomit-Imprägnation der vorliegenden Sandsedimente ist so erklärlich, zumal auch in linksrheinischen Gebieten zeitweise eine sehr tiefe Position im Flusslängsprofil verwirklicht war. Dies dokumentieren die Ablagerungen eines mäandrierenden Flusssystemes, die in den oberen Trifels-Schichten erhalten geblieben sind (LGB 2005).

Im Trier-Luxemburgischen Untersuchungsgebiet fehlen derartige „marine Fernsignale“ im Unteren Buntsandstein. Bei der hier vorgelegten sequenzstratigraphischen Ausdeutung soll dieser tiefste Abschnitt der Buntsandstein-Schichtenfolge denn auch außen vor bleiben – im Titel der Gesamtpublikation war dies ja bereits angemerkt worden.

### s3-Folge

Im rechtsrheinischen Buntsandstein wird die s3-Folge vor allem durch die Volpriehausen-Formation (smV) aufgebaut. Im Trier-Luxemburgischen Untersuchungsgebiet ist es die stratigraphische Sammel-Einheit des smtu (Tab. 5). Zwischen diesen Abfolgen und dem Unteren Buntsandstein im Liegenden existiert eine deutliche Zeitlücke. Die nur im tiefsten Beckeninneren, im Zentralteil des Norddeutschen Beckens vorhandene Quickborn-Formation fällt aus (Teil III: 121f.). Dadurch kombinieren sich zwei Diskordanzen, die Q- und die V-Diskordanz mit ihrem Zeitinhalt und ihren potenziellen Schichtausfällen. Tatsächlich sind dem Ablagerungsgeschehen der s3-Sedimente deutliche Krustenbewegungen vorausgegangen. Rifting und Bruchtektonik konnten nachgewiesen werden (Teil III: Tab. 4), überdies ist eine wiederholte Umorientierung des kontinentalen Stressfeldes wahrscheinlich (Teil III: Kap. 7.3.3 und S. 122).

Diese tektonischen Ereignisse hatten einen deutlichen Neuanfang der Sedimentation zur Folge. Vertikale Relativbewegungen hatten die Reliefenergie deutlich gesteigert. In den linksrheinischen Proximalbereichen des Beckens, in der Pfalz, im Trierer und im Bitburger Becken, wurden zunächst mehr oder weniger stark geröllführende Sandsteine abgelagert. Es handelt sich jeweils um die Schichtglieder der Karlstal-Felszone (sKF), des Biewer-Konglomerates (sBK) und des Basalkonglomerates (sBlk; Tab. 5). Darüber setzt die Geröllführung weitgehend aus, Sandsteine dominieren. Es entstanden jeweils die Schichtglieder der Oberen Karlstal-Schichten (sKo) bzw. der Geröllarmen Wechselfolge (sGW) und der Unteren Densborn-Schichten (sDb1). In allen Fällen handelt es sich um fluviatile, in verwilderten Flusssystemen gebildete, und teilweise auch um äolisch abgelagerte Sedimente. Im rechtsrheinischen Bereich entstanden währenddessen erst der Volpriehausen-Sandstein und dann die Volpriehausen-Wechselfolge. Die obersten, nach einer sandigen Basisbildung dann relativ feinkörnigen Abschnitte der Volpriehausen-Formation sind die Aviculaschichten. In strukturtiefen Positionen der Pfälzer Mulde finden sie noch eine linksrheinische Entsprechung in der feinkörnigeren Wallhalben-Fazies der höchsten Oberen Karlstal-Schichten.

Im Untersuchungsgebiet lässt sich nach der oben genannten Dokumentationslücke im (erweiterten) Bereich der V-Diskordanz eine erhebliche Neukonfigurierung der Beckenabsenkung feststellen. Das Bitburger Becken hat sich neu herausgebildet. Ferner hat sich der Sedimentationsraum nach Norden hin entscheidend erweitert (Teil III: Kap. 7.3.2 mit Abb. 29); der Anschluss an das norddeutsch-holländische Beckeninnere war damit hergestellt. Das vom Gallischen Land im Süden heranziehende Flusssystem entwässerte nun sowohl nach ENE – wie zuvor schon im Unteren Buntsandstein – als auch nach Norden. Die in großer Zahl vorhandenen Schrägschichtungsmesswerte ergeben diesbezüglich ein sehr klares Bild. Im Detail zeigt sich in der veränderten Beckengestalt sehr deutlich das „Anspringen“ der synsedimentären Mobilität von rheinischen Bruchstrukturen. Diese im variskischen Grundgebirge vorgegebenen Strukturen traten nun erstmals im Mesozoikum als beckengestaltende Elemente in Erscheinung. Sie beeinflussten das Mächtigkeits- und das Faziesmuster der Sedimente. Ursächlich war ein verändertes kontinentales Spannungsfeld, das nunmehr zu starker Extension in Nordwest-Südost-Richtung führte (Teil III: Kap. 7.3.3 und Tab. 4). Die alt-angelegte Eifeler Nord-Süd-Zone senkte sich ab. Dem überwiegend sandigen gallischen Sedimentstrom von SSW wurden endemische Geröllkomponenten zugemischt. Dies galt im Norden, aus dem Ardennenbereich, und auch im Umfeld der Siercker Schwelle und des nördlichen Hunsrücks (Teil III: Abb. 29).

Der zunächst erhöhte Reliefgradient schwächte sich dann allmählich ab. Die s3-Folge umfasst insgesamt einen nach oben graduell kornverfeinernden Zyklus (Finning-upward-Zyklus). Dies

gilt für den linksrheinischen wie für den rechtsrheinischen Beckenraum. Die Reliefbelebung durch die su/sm-Bewegungen verminderte sich überall.

Die Position im Flusslängsprofil und das Ausmaß der salinaren Beeinflussung vom Beckeninneren her (vgl. Kap. 8.1: Abschnitt zur Herkunft des salinaren Stoffbestandes) differierte aber. Im Trier-Luxemburgischen Untersuchungsgebiet fehlen im s3 jegliche Evaporit- und Karbonatgehalte in den Konglomeraten und Sandsteinen, auch erscheinen keine Violetten Horizonte. Anders ist es in der weiter östlich angesiedelten Pfalz. In der basalen Karlstal-Felszone treten Kugelfelsen auf, frühdiagenetische phreatische Dolocrete-Bildungen (DITTRICH 2016a). Auch Salz-Ausblühungen (Chloride, Sulfate) fanden sich (Teil I: 82). Dies wurde dadurch begünstigt, dass die Pfälzer Mulde schon seit dem Zechstein an das Subsidenzgeschehen des Mitteleuropäischen Beckens angeschlossen war. Geotektonisch bestand hier eine schon lange existierende Verbindung zum Beckeninneren. Die rechtsrheinische Volpriehausen-Formation ist zwischen Gießen und Fulda bis über 100 m mächtig. Ähnliches gilt für deren pfälzische Äquivalente, die Karlstal-Felszone und die Oberen Karlstal-Schichten, die gemeinsam bis etwa 120 m erreichen können. Über die Region zwischen Wiesbaden und Darmstadt hinweg hat damals wohl eine durchgehende Trogachse existiert. Diese gewährleistete die paläogeographische Verbindung der Pfälzer Mulde zur Hessischen Senke und damit auch zum marin-salinar beeinflussten Hauptbecken (DITTRICH 2016a: S. 109). Dort ähnelte also die hydrologische Situation im s3 derjenigen im Unteren Buntsandstein (s1- + s2-Folge).

Welches Hochstandsereignis ist nun in der frühen bis mittleren s3-Folge anzunehmen, das die Zufuhr salinärer Lösungen bewirkt haben könnte? Interessant dafür sind die Ergebnisse im Beckeninneren, wie sie von BECKER (2005: 70f.) auf der westpolnischen Szczecin-Kalisz-Schwelle erhoben wurden (Abb. 35). Unmittelbar über dem Volpriehausen-Sandstein und einer Lage von Ooidbarren-Ablagerungen lagert dort eine grüngraue 7 m-Abfolge. Deren stenohaline Acritarchen-Assoziation kennzeichnet sie als die am stärksten marin geprägte Fazies des gesamten Profils des dortigen Buntsandsteins (!). Sedimentologisch wurden über mehr als 20 m Profilhöhe hinweg lange anhaltende offene, küstenferne Bedingungen und dementsprechend auch ein sehr hoch liegendes Baselevel rekonstruiert. Glaukonitgehalte waren ebenfalls vorhanden. Im Bohrkernprofil Halle-Süd (1/64), stellvertretend für die Thüringen-Westbrandenburg-Senke (TWS), findet diese marine Phase ihre Entsprechung. Hier kommen in den untersten, sehr tonig ausgebildeten 20 Metern der Volpriehausen-Wechselfolge fast ausschließlich Küstensedimente vor. Nicht zuletzt aufgrund von Prasinophyceen-Funden rekonstruierte BECKER (2005: 65) für diesen Abschnitt eine Verbindung zum offenen Meer. In ihrer Abb. 37b verzeichnete sie einen ausge dehnten, marin beeinflussten Binnensee, der von Osten her bis in die mittlere TWS hineinragt.

Für das nördliche Mitteldeutschland wiesen dann HEUNISCH & RÖHLING (2016) auf zahlreiche „Phytoplankton-Episoden“ in grauen Ton- und Siltsteinen der Volpriehausen-Formation hin. Mit Grünalgen und Acritarchen in hoher Artenvielfalt (u.a. *Veryhachium* und *Micrhystridium*) dokumentieren sie etliche kurze marine Ingressionen zu dieser Zeit (vgl. auch Kap. 8.1: Abschnitt zur Marinität). Die in ihrer Gattungszugehörigkeit vieldeutige „*Avicula*“ (*Bakevellia*?, *Pteria*?) kann ja auch gelegentlich schon im tieferen Teil der Formation, in der Volpriehausen-Wechselfolge vorkommen (HORN 1991, BACKHAUS et al. 2013, DERSCH-HANSMANN et al. 2013), bisher nachgewiesen ist sie nach Süden etwa bis auf die Höhe von Fulda.

Wie bildete sich dies alles in der sequenzstratigraphischen Bewertung ab? AIGNER & BACHMANN (1992) hatten die Basisfläche der Volpriehausen-Formation als Sequenzgrenze ausgewiesen und

den Volpriehausen-Sandstein als Tiefstand-Systemtrakt interpretiert (LST der B2-Sequenz, Abb. 39). Dies geht mit der Kornvergrößerung gegenüber dem liegenden Unteren Buntsandstein konform. Auch die Tatsache, dass der weitgehend fluviatil abgelagerte Volpriehausen-Sandstein in mehreren Gebieten – so auch in der südlichen Hessischen Senke – mit äolischen Sanden assoziiert ist, also ein deutlich terrestrisches, eher wüstenhaftes Milieu abbildet, passt dazu. Nach BECKER (2005) und TIETZE & RÖHLING (2013) fällt ein markanter Baselevel-Tiefstand mit der V-Diskordanz zusammen. Anschließend erfolgte ein sehr schneller Baselevel-Anstieg, schon im Abschnitt des Volpriehausen-Sandsteins, welcher durch Sandebenen-, Strand- und lagunäre Sedimente angezeigt wird (TIETZE & RÖHLING 2013: 251). Die paläogeographische Entwicklung ist die einer Transgression. AIGNER & BACHMANN (1992) hatten in diesem Niveau der Schichtenfolge eine ts, eine „transgressive surface“, ausgewiesen (Abb. 39).

Das pfälzische Äquivalent des Volpriehausen-Sandsteins ist die fluviatil abgelagerte, etwas geröllführende Karlstal-Felszone (Tab. 5). Ihre Sandstein-Fazies ist proximaler als diejenige im rechtsrheinischen Beckenbereich, möglicherweise begann hier die Sedimentation – bzw. die Sedimenterhaltung nach vorhergehendem Bypass – auch ein wenig später als im inneren Becken. Der schnelle Baselevel-Anstieg ging ja mit einem deutlichen Vorgehen auf die Beckenränder einher („coastal onlap“, Abb. 39).

Das oben beschriebene transgressive Ereignis im Grenzbereich Volpriehausen-Sandstein/-Wechselfolge führte dazu, dass sich karbonatreiche salinare Grundwässer weit bis in den Süden des Beckens hin auswirkten. Dies betraf auch und vor allem die angebundene Trogzone der Pfälzer Mulde (Lothringen-Pfalz-Senke). Die amalgamierten Rinnensande der Karlstal-Felszone, etwas über 30 m mächtig, waren damals noch unverfestigt. In diesem Sandpaket konnten die salinaren Wässer im Porenraum migrieren. Im Basisbereich, wenig über der regional bedeutsamen Grundwasser-Hemmschicht der su/sm-Grenze über den Schlossberg-Schichten, bildeten sich phreatische Karbonatausscheidungen. Die Kugelbildungen (Glaebulen) und die vereinzelt auftretenden nestartigen Karbonatzemente („Pseudomorphosen“) sind im Sinne von WRIGHT & TUCKER (1991) als anorganisch gebildete Alpha-Calcretes/Dolocretes zu bewerten (DITTRICH 2016a: Kap. 3).

Generell schuf die tektonisch gesteuerte Absenkung des Beckenbodens in der s3-Folge ein erhebliches Akkomodationspotenzial. Im mittel- und norddeutschen Beckeninneren blieb trotz der Aufsedimentation mächtiger smV-Abfolgen meistens noch Raum für eine unaufgefüllte Wassersäule. Von TIETZE & RÖHLING (2013) wurde dieser frei überstehende Wasserkörper noch als überwiegend lakustrisch gekennzeichnet, in diesem Gewässer bildeten sich die Sedimente der Volpriehausen-Wechselfolge. HEUNISCH & RÖHLING (2016: 240) haben dann aber das Ausmaß und die Häufigkeit der ingressiven marinen Episoden in diesem See herausgestellt. Insbesondere das Bohrprofil Königsberg(-7/71) im zentralen Norddeutschen Becken lieferte dazu eine deutliche Aussage (HEUNISCH & RÖHLING 2016: Fig. 14 nach E. SCHULZ 1994). Es ist zwischen Berlin und Hamburg angesiedelt (vgl. Abb. 35) und zeigt eine mehrfach wiederholte, auch mal längerfristig anhaltende marine Prägung des Milieus der mittleren und oberen Volpriehausen-Wechselfolge und der Aviculaschichten. Dies ergaben palynologische Befunde, vor allem die sehr zahlreich vorkommenden Acritarchen.

Der ursprüngliche gedankliche Ansatz von AIGNER & BACHMANN (1992), die Volpriehausen-Formation als vollständige Sequenz mit LST, TST und HST zu bewerten (Abb. 39), gewinnt durch diese neueren Ergebnisse an Plausibilität. Im stark absinkenden nördlichen Beckeninneren kön-

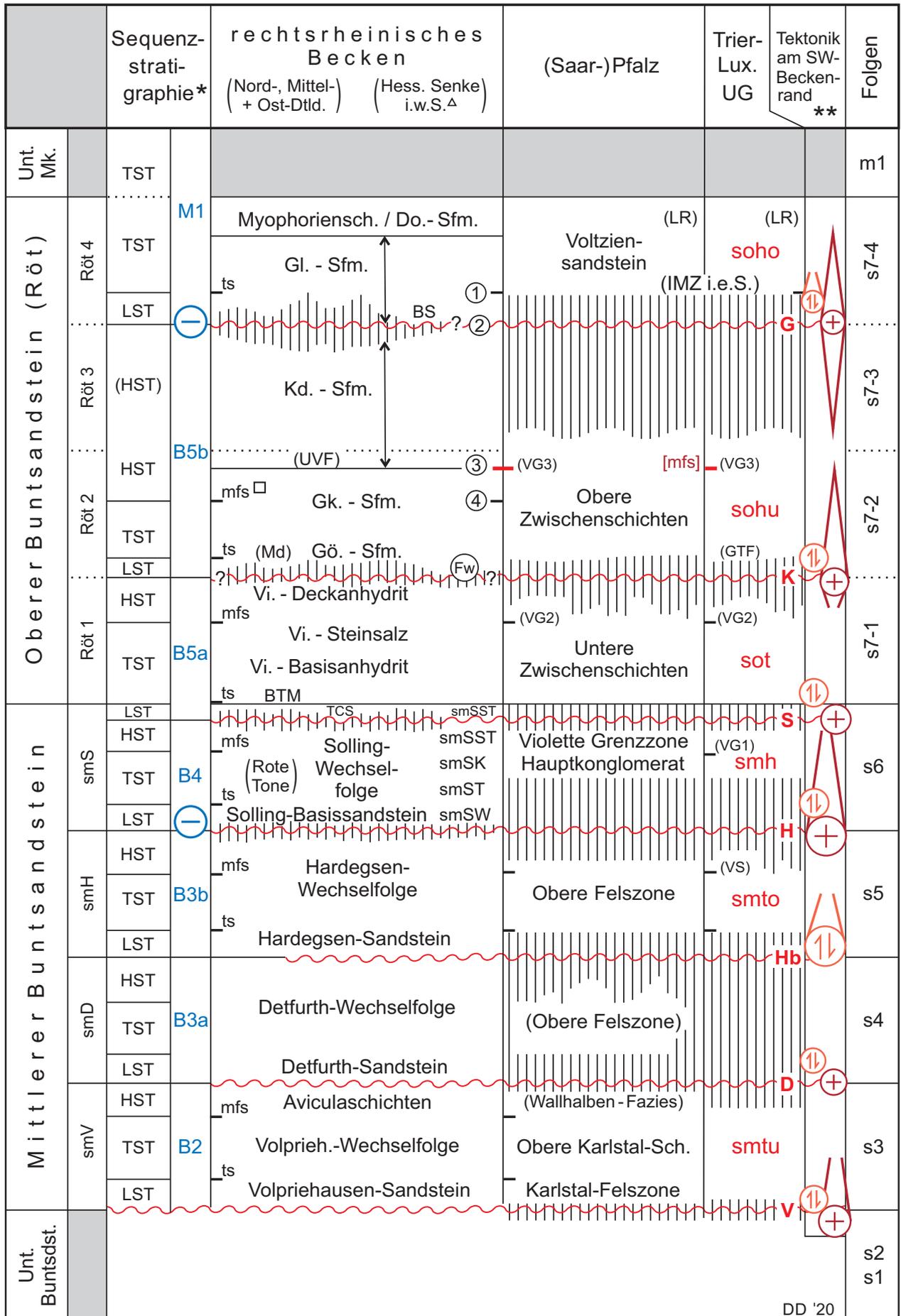
nen sich tatsächlich auch (klein-)zyklische eustatische Hochstände abgebildet haben. Auch HEUNISCH & RÖHLING (2016: 244) hatten betont und mit Literaturzitaten untermauert, dass der Acritarchen-Peak der Volpriehausen-Formation der globalen Olenekium-Transgression entspricht. Diese ist sowohl aus der borealen Region als auch aus der Tethys-Region bekannt.

Anders war dies in den südlichen Beckenrandregionen. Hier wirkte sich ein Wechselspiel von Eustasie und Tektonik aus (Abb. 40). Die transgressive Tendenz wurde konterkariert durch die nach dem tektonischen Puls der V-Diskordanz schwächer werdende Subsidenz des Beckenbodens. Zunächst hatte der Beginn der neuen WNW-ESE-Dehnungsbeanspruchung des mitteleuropäischen Krustenfeldes (Teil III: Kap. 7.3.2 + 7.3.3 mit Tab. 4) die Trogbildung stark gefördert, später dann verminderte sich die Absenkungsrate. In südlichen Randbereichen des Beckens setzte nun eine progradierende (regressive) Entwicklung ein, der „coastal onlap“ verringerte sich dort. Dies zeigt sich sowohl in der Baselevel-Kurve von BECKER (2005; Abb. 39), die vor allem auf Milieuanalysen im Bohrkern Halle basierte, als auch in der Faziesentwicklung im Linksrheinischen. Die pfälzischen Oberen Karlstal-Schichten und ihre Äquivalente im Trier-Luxemburgischen Untersuchungsgebiet, die abschnittsweise deutlich äolisch geprägt sind, repräsentieren den proximalen, hinterlandnahen Beckenrandbereich. Hier reichte die regionale Subsidenz kaum noch aus, den transgressiven Peak innerhalb der s3-Folge lithofaziell abzubilden. Bloß die Kugelfelsen im pfälzischen sKF legen dafür noch ein schwaches Zeugnis ab (Abb. 40).

Im Trier-Luxemburgischen Untersuchungsgebiet existierte damals noch ein zu starker Reliefgradient zum Beckeninneren hin. Die Verbindung durch die Eifeler Nord-Süd-Zone lag paläogeographisch (topographisch) noch nicht tief genug. Ingressionen mit entsprechender karbonatisch-salinarer Beeinflussung haben sich nicht ereignen können. Im Nordteil der Trierer Bucht scheint sich allerdings eine etwas tiefere Position im Flusslängsprofil im späten Abschnitt der Basalkonglomerat-Ablagerung abzubilden. Dort kann über dem Devonsockel lokal eine – sonst kaum anzutreffende – tonig-sandige Stillwasserfazies in etwas größerer Mächtigkeit entwickelt sein (Teil II: Kap. 6.1).

Interessant ist der weitere Verlauf der Baselevel-Erniedrigung in der Kurve von BECKER. Diese schwächt sich nämlich wieder ab und zwar etwa dort, wo nach der Deutung von AIGNER & BACHMANN die (eustatisch gesteuerte?) „maximum flooding surface“ (mfs) des beginnenden Hochstand-Systemtrakts (HST) anzusiedeln ist. In einer zweiten Baselevel-Kurve von BECKER (2005: Abb. 36), erhoben auf der westpolnischen Szczecin-Kalisz-Schwelle, ist der Kurvenverlauf sehr ähnlich; dort erscheint im mittleren bis höheren smV sogar ein deutlicher zeitweiliger

Abb. 40 (rechts): Diskordanzen, Sequenzgrenzen und Schichteinheiten im Mittleren und Oberen Buntsandstein des inneren Germanischen Beckens und des südwestlichen Randgebietes (Vertikalmaßstab schematisch, Folge s7 vergrößert (4 Unterfolgen); rechtsrheinische Stratigraphie stark vereinfacht, Symbole vgl. Tab. 5; \*: nach AIGNER & BACHMANN 1992, PAUL 2006 und eigenen Ergebnissen, FSST-Systemtrakte immer unberücksichtigt (vgl. Kap. 8.1 + 9), ⊖: globaler Meeresspiegel-Tiefstand wahrscheinlich; \*\*: Stressfeldbedingte vertikale Relativbewegungen bzw. besonders großräumige Hebungen; <sup>Δ</sup>: im Röt (so): Referenzbohrung Borken K47: Teufen: 1: ca. 93 m, 2: ca. 100 m, 3: ca. 137 m, 4: ca. 159 m, BS = Borkener Sandstein, Fw = Bohrung Fürstenwald; □: Basis Unterer Graumergel; Vi, Gö, Gk, Kd, Gl, Do = Vitzenburg-, Göschwitz-, Glockenseck-, Karsdorf-, Gleina- bzw. Dornburg-Subformation der Röt-Formation, UVF = Untere Violettfolge, Md = Myophoriendolomite, BTM = Basistonmergel; TCS = Thüringischer Chirotheriensandstein; smSW, smST, smSK, smSST = Wilhelmshausen-, Trendelburg, Karlshafen- bzw. Stammen-Schichten im hessischen smS; Spalten Pfalz und Trier-Luxbg. Untersuchungsgebiet: LR = Lettenregion, IMZ = Intermediärzone, GTF = Graue Tonsteinfolge).



Baselevel-Anstieg. Hier hat wohl die Nähe zu den Tethys-Pforten im Südosten eine Rolle gespielt (Abb. 35). Im höheren HST-Bereich nach AIGNER & BACHMANN fällt dann das Baselevel in beiden Kurven wieder ab.

Zurück zum linksrheinischen Gebiet. In der mittleren und höheren s3-Folge vollzog sich der Materialtransport in einer weitflächigen, wüstenhaften Flusslandschaft. Das Klima war arid bis semiarid (Kap. 8.1, Abb. 36). Da sich die tektonischen Vertikalbewegungen und damit auch die Subsidenzrate und der Reliefgradient vermindert hatten, verringerte sich auch die Akkumulation. Äolische Umlagerungs- und Sedimentationsprozesse gewannen an Bedeutung. Aus einer stratigraphisch tiefen Position innerhalb der Unteren Densborn-Schichten (sDb1, Tab. 5), nicht weit über dem Basalkonglomerat, ist das Profil Lissingen/Gerolstein überliefert. Es liegt im mittleren Teil der Eifeler Nord-Süd-Zone und ist sedimentologisch intensiv untersucht worden (BACKHAUS et al. 1993). Die hier vorgenommene stratigraphische Einstufung der aufgeschlossenen 10 m-Abfolge am Wöllersberg basiert auf den Kartierbefunden der Dissertation KÖPPEN (1987). Das Profil umfasst generell Sandsteine, schräg- oder horizontalgeschichtet. Die äolische Umlagerung des Kornguts spielte nachweislich eine wesentliche Rolle. Die Flussläufe waren von Inlanddünen umgeben und nahmen erhebliche Mengen von entsprechend gut sortierten und gerundeten mattierten Sandkörnern auf. Nach heftigen Niederschlägen konnte es zu kurzlebigen (ephemerer) Schichtfluten kommen, im oberen Fließregime kamen darin horizontalschichtige Sande zur Ablagerung.

Den smtu-Abfolgen des Untersuchungsgebietes ist ebenso wie der „Dünnschichten“-Fazies der pfälzischen Oberen Karlstal-Schichten (LGB 2005) anteilig eine äolische Genese zuzuschreiben. Die nur cm- bis dm-mächtigen „limnischen“ Zwischenlagen (MADER 1983b) entstanden im Zwischendünen-Bereich. Grobsandige, sehr gut sortierte und oben recht steil schräggeschichtete Dünenfußsedimente sind vor allem in der Pfalz häufiger anzutreffen. Sämtliche Schichteinheiten der mittleren linksrheinischen s3-Folge dokumentieren also eher eine Tiefstandsphase des Baselevels.

Anders war es dann am Ende der s3-Folge. Dem höchsten Abschnitt der Volpriehausen-Formation, den Aviculaschichten, kommt beckenweit eine besondere Bedeutung zu. Dies zeigt sich auch im Nord-Süd-Schnittprofil durch das rechtsrheinische Germanische Buntsandstein-Becken von TIETZE & RÖHLING (2013: Abb. 7.3-3). Darin ist in der höchsten Volpriehausen-Formation im Bereich der Subsidenzachse der nördlichen Hessischen Senke eine marine Ingression verzeichnet worden. Die Eintragung bezog sich auf die sedimentologischen und paläontologischen Befunde an der Lokalität Hemeln (Großraum Kassel, Abb. 7.3.-1), vor allem von RADIES & TIETZE (1998). Die Hinweise zur Marinität dieser Abfolge (10–15 m) sind zahlreich. Zwei Parasequenzen vom Subtidal bis zum Intertidal mit Prielen und den Schichtgefügen schwacher Gezeiten sind erschlossen. Ruhespuren von Limuliden erscheinen (WYCISK 1984). Estherien (HORN 1991) und das marine Spurenfossil *Diplocraterion parallelum* wurden beschrieben (DERSCH-HANSMANN et al. 2013). Marines Plankton ist mit der Gattung *Veryhachium* vertreten, die als klassische stenohaline Acritarchen-Form kennzeichnend ist für marine Peaks und tieferes Wasser (HEUNISCH & RÖHLING 2016). Ein Maximum der großräumigen marinen Beeinflussung im höheren Bereich der Volpriehausen-Formation ist aufgrund von Acritarchen-Anreicherungen auch von BACKHAUS et al. (2013: 158) hervorgehoben worden. Die namengebende Muschel „*Avicula*“ *murchisoni* ist allerdings bloß mit Kleinformen vertreten, wengleich in hoher Individuenzahl. Im Kontext mit den ebenfalls auftretenden abnormalen Acritarchen-Formen führten HEUNISCH & RÖHLING dies auf eine ungünstige Wasserchemie zurück, als mögliche Ursache wurden u.a. Schwermetall-Anreicherungen genannt.

Küsten- und geringmächtige Lagunensedimente sind auch von BECKER (2005: Abb. 35) rekonstruiert worden, im allerobersten Bereich der Volprieausen-Formation bei Halle. In der daraus abgeleiteten Baselevel-Kurve dieser Region (TWS) hat dies überraschenderweise aber kaum Niederschlag gefunden (Abb. 39). Nur ein sehr schwaches „Häkchen“, gekappt von der D-Diskordanz, erscheint dort. Angesichts der Gesamt-Faktenlage ist aber dennoch eine großräumige marine Flutung des Beckenrandsaums anzunehmen. Eventuell handelte es sich um ein Phänomen, das vor allem den Westteil des Beckens betraf, insbesondere den Hessischen Trogbereich. Bedingt wurde es wohl durch die starke Subsidenz des Reinhardswald-Troges und der Hessischen Senke. Nach den regionalen Mächtigkeitskarten des smV (DSK 2013) war diese mehr als anderthalb mal so stark wie diejenige in der Thüringer Senke. Wahrscheinlich können innerhalb der Meeresspiegel-Hochstandsphase (HST) der B2-Sequenz schon geringfügige Verstärkungen der tektonisch gesteuerten Absenkung einen gewissen ingressiven Peak bewirkt haben. Damit können auch flächenhafte Abspülungen von ausgewitterten Metallgehalten einhergegangen sein (Wasserchemie!). In der westlichen Uferzone der Hessischen Senke standen ja devonische Sockelgesteine des Schiefergebirges an („Rheinische Insel“).

Die entsprechende Transgression hatte Auswirkungen bis in die Pfälzer Mulde hinein. Die Faziesgürtel verschoben sich, sie retrogradierten. Salzige Wässer drangen vor, der Grundwasserspiegel stand nun hoch. Im Topbereich der überwiegend äolisch geprägten Oberen Karlstal-Schichten entstand nun die sogenannte Wallhalben-Fazies. Sie ist nur im Bereich der Trogachse ausgebildet bzw. nur dort unterhalb der D-Diskordanz unerodiert erhalten geblieben. Sie ist feinkörniger als das Liegende und deutlich stärker aquatisch beeinflusst (vgl. DITTRICH 2016a: 86, 2015: 21). Bisher sind maximal 7 m Mächtigkeit nachgewiesen. Vereinzelt Dünenbildungen verzahnen sich mit fluviatilen Rinnensedimenten und vor allem mit glimmerführenden tonig-schluffigen Stillwasserablagerungen. Interessant ist das Farbspektrum. Neben rotbräunlichen oder intensiv roten Tönen treten gebleichte Partien und hellblau-violette Sedimentfarben auf. Es sind diejenigen Farben, deren sekundäre Entstehung durch chemisch-physikalischen Prozesse im Porenwasser von BACKHAUS & HEIM (1995) beschrieben worden ist. Sie waren damals schon in einen genetischen Zusammenhang gestellt worden mit einem Grundwasser-Anstieg im Gefolge von episodischen Ingressionen (Teil I: Kap. 1.4; Kap. 8.2). Ein hydrologischer und fazieller Anschluss vom hessischen Beckenraum nach Südwesten ist wahrscheinlich, die Wallhalben-Fazies entspricht einem fernen marinen Signal in der Beckenrandzone.

#### s4-Folge

Äquivalente der Detfurth-Formation (smD, s4-Folge) fehlen im Trier-Luxemburgischen Untersuchungsgebiet. Etwas anders ist es in der beckenzentraler angesiedelten Pfälzer Mulde. Dort können in besonders strukturtiefen Gebieten, im Bereich ehemaliger Trogachsen, noch Reste davon erhalten sein. Sie bauen dort die unteren Meter der Oberen Felszone auf (Tab. 5; DITTRICH 2016b, RÖHLING et al. 2018). Meist jedoch fehlt die s4-Folge auch in der Pfalz. Sedimente der s5-Folge lagern dann unmittelbar über der s3-Folge; zwei Diskordanzen, die D- und die Hb-Diskordanz, vereinigen sich dort zu einer gemeinsamen Schichtlücke. Die ältere davon, die D-Diskordanz an der Basis der s4-Folge ist von TIETZE & RÖHLING (2013: 252) als Folge eines Vorfluter-Tiefstandes bezeichnet worden. Sie bildet auch die Sequenzgrenze B2/B3 nach AIGNER & BACHMANN (1992). Interessanterweise ist sie damals als zusätzliche Sequenzgrenze markiert worden (Abb. 39), vom globalen Befund abweichend. Demnach wäre sie kein eustatisch bedingtes Phänomen. Stattdessen müsste eine regionale tektonische Ursache für diesen Vorfluter-Tiefstand bestanden haben, wodurch das oben beschriebene Hochstandsereignis der Aviculaschichten im späten s3 jäh unterbrochen wurde.

Die in Teil III (Kap. 7.3.3, Tab. 4) geschilderten eigenen Ergebnisse zur wechselnden Ausrichtung der einwirkenden krustalen Spannungsfelder gewinnen so an Bedeutung. Eine starke Nordwest-Südost-Extension im s3 und eine ebensolche – nur wenig mehr NNW-SSE-tendierend – im s5 wurden getrennt durch eine andersartige Phase im s4. Für diese Zeitspanne ist eine Ost-West-gerichtete Dehnungsbeanspruchung wahrscheinlich. Dies dokumentiert das smD-Mächtigmuster der Hessischen Senke (Teil III: Kap. 7.3.4). Ursächlich für diese wechselnden Stressfelder waren wohl plattentektonische Prozesse im Umfeld des Mitteleuropäischen Beckens.

Genauer zur 2016 in der Pfalz neu ausgewiesenen Harsberg-(Hb-)Diskordanz an der Grenze s4/s5 ist in Teil III (Kap. 7.3.4: 122f.) dargelegt worden. Argumente für eine mögliche Diskordanz in dieser stratigraphischen Position im rechtsrheinischen Beckenraum waren bereits bei TIETZE & RÖHLING (2013: 251f.) angeklungen.

Auch in anderer Hinsicht gestaltete sich das Absenkungsgeschehen der s4-Folge anders als zuvor im s3 und danach im s5. Auffällig an der Detfurth-Formation ist nämlich ihre vergleichsweise schwache Ausprägung und ihre regional eingeschränkte Verbreitung. Im Nord-Süd-Schnittprofil von TIETZE & RÖHLING (2013: Abb. 7.3-3) zeigt sich die geringe Süd-Ausdehnung der tonreichen Becken-Normalfazies dieser Formation. Bereits nördlich von Kassel baut sich die Abfolge überwiegend aus sandigen äolischen Sedimenten auf. Der gröberklastische Randsaum nahm damals also auffällig weite Areale des südlichen Beckenteils ein. Im Westteil der Hessischen Senke, in der Randfazies am Rheinischen Schiefergebirge, erscheinen fast ausschließlich äolische Sandsteine (DERSCH-HANSMANN et al. 2013). Sogar noch im Norddeutschen Becken ist der tiefere Detfurth-Sandstein fluviatil-äolisch, also vergleichsweise regressiv.

Von AIGNER & BACHMANN (1992) war der Detfurth-Sandstein denn auch als Tiefstand-Systemtrakt (LST) interpretiert worden. Nach damaliger Anschauung leitete er eine zusammenhängende Sequenz aus der Detfurth- und der Hardeggen-Formation ein (Sequenz B3 nach AIGNER & BACHMANN 1998; Abb. 39). Darüber zeigt die smD-Abfolge eine transgressive Tendenz. Lakustrische (oder marine?) bzw. Sabkha-Sedimente greifen nach Süden über, bis in die Region Borken–Marburg. TIETZE & RÖHLING (2013: 252) beschrieben einen Baselevel-Anstieg, einen Onlap auf die südlichen Hinterländer. Dies zeigt sich etwa in der retrogradierenden Entwicklung der proximalen Detfurth-Formation, die am unteren Neckar von vorwiegend verflochtenen Flüssen abgelagert wurde. Schon in Süd-Hessen ist aber die Gesamtabfolge des s4 recht geringmächtig. Im Raum Darmstadt erscheinen nur noch etwa 28 m, in einer sandigen Randfazies (DERSCH-HANSMANN et al. 2013). Linksrheinisch, in der Pfalz, sind nur noch wenige Meter dokumentiert und dies auch nur sehr selten, in besonders strukturtiefen Positionen.

Im noch weiter proximal angesiedelten Trier-Luxemburgischen Untersuchungsgebiet ist ein Totalausfall von Detfurth-Äquivalenten also recht plausibel. Dasselbe gilt für die Nordeifel; auch dort ist eine Existenz von s4-Abfolgen sehr unwahrscheinlich (DITTRICH in Vorb. a).

### s5-Folge

Nach einer verbreiteten Ansicht rechtsrheinischer Buntsandstein-Bearbeitungen wurde die s5-Folge (Hardeggen-Formation, smH) nicht durch ein tektonisches Ereignis eingeleitet. Aus linksrheinischer Sicht ist dem zu widersprechen. Das neu konfigurierte Absenkungsmuster dieser Zeitspanne, wie es sich im Trier-Luxemburgischen Untersuchungsgebiet ermitteln und in seinen Grundzügen dann auch im smH-Mächtigmuster der Hessischen Senke verifizieren ließ, belegt eine Veränderung des kontinentalen Spannungsfeldes (Teil III: Kap. 7.3.2 und 7.3.3, Abb. 29,

Tab. 4). Abgesehen von einem veränderten Subsidenzmuster innerhalb des Buntsandsteinbeckens kam es so auch zur Vorschüttung von frischem, abweichend zusammengesetztem Abtragungsmaterial durch den erosiven Anschnitt neuer Liefergesteine an den Beckenrändern. Das Kieselkonglomerat lagerte sich ab (Teil II: 63 + 71, Teil III: 93f.). Im rechtsrheinischen Beckenbereich fand dies seinen Niederschlag in der Kornvergrößerung im Wechsel von der Detfurth- zur Hardeggen-Formation (Abb. 39). Mehrere Hinweise deuten auch dort auf eine Erosionsdiskordanz, vielleicht sogar auf eine gewisse Schichtlücke in dieser stratigraphischen Position (DSK 2013: Tab. 8.8-2, TIETZE & RÖHLING 2013: 251 + 254). In der Pfalz ist in diesem Niveau eine Diskordanz ausgewiesen und beschrieben worden, die Harsberg- bzw. Hb-Diskordanz innerhalb der Oberen Felszone (Tab. 5; DITTRICH 2016b; vgl. auch RÖHLING et al. 2018: Abb. 6 und Teil III: 122f).

Durch die ursprüngliche sequenzstratigraphische Interpretation von AIGNER & BACHMANN (1992; Abb. 39) findet die Ausbildung der Formationsgrenze Detfurth/Hardeggen keine schlüssige Erklärung. Ein Wechsel von einem Transgressiven Systemtrakt (TST) zu einem Hochstand-Systemtrakt (HST) geht gemeinhin nicht mit einer Kornvergrößerung klastischer Sedimente und auch nicht mit Erosionsdiskordanzen und Schichtlücken einher. Die Ausweitung des Sedimentationsraumes („coastal onlap“) im Niveau der von AIGNER & BACHMANN an der smH-Basis ausgewiesenen „maximum flooding surface“ (mfs) kann auch ebenso gut durch beckendynamische, also tektonische Prozesse erklärt werden. Im vorliegenden Fall fügt sich eine derartige Deutung weit aus stimmiger in das Gesamtbild ein (Abb. 40).

Im Untersuchungsgebiet umfasst die s5-Folge die Abfolgen des smto (Tab. 5). Es ist ein Fining-upward-Zyklus, bestehend aus dem Kieselkonglomerat, den Mürbandsandsteinen und den (bloß reliktsch erhaltenen) Violettschichten im Trierer Becken. In der Nomenklatur und Beschreibung von WAGNER et al. (2012: 100) entspricht der smC4-Schichtabschnitt dem Kieselkonglomerat. Dort im unteren Kylltal ist es ein relativ grobsandiger, kieselig gebundener Sandstein-Härtling mit bis 6 cm großen kantengerundeten Geröllen. Im Bitburger Becken besteht die s5-Folge aus den Oberen Densbornschichten, die in Trogzonen durch das Kieselkonglomerat eingeleitet werden, und den Violettschichten. Generell erscheinen fast ausschließlich Sandsteine. Geröllgehalte treten nahezu nur im Niveau des Kieselkonglomerats auf, dort finden sich geröllführende Sandsteine und Konglomerate (DITTRICH & LICHTENSCHIEDT 2007). Feinklastische Einschaltungen sind meist sehr geringmächtig (Dezimeter-Bereich, MADER 1983b) und eher selten. Das Ablagerungsmilieu war fluviatil, mit deutlicher äolischer Beeinflussung.

Typisch für die Ablagerungszeit der rechtsrheinischen Hardeggen-Formation war eine recht lebhaft konfigurierte syndimentäre Tektonik mit starker Subsidenz und deutlich differenzierten Vertikalbewegungen (TIETZE & RÖHLING 2013: 255). Im smH-Mächtigmuster heben sich Teilbecken und Schwellen deutlich ab (u.a. DERSCH-HANSMANN 2013: Abb. 8.2-2C und 3C; Teil III: Kap. 7.3.4). Dieser Effekt wurde begünstigt durch die relativ lange Ablagerungszeit der Hardeggen-Formation (Kap. 8.2), die schon in der Höhe der smH- bzw. s5-Zeile graphisch angedeutet ist (Tab. 5, Abb. 36).

Im Untersuchungsgebiet vollzog sich zu dieser Zeit eine besonders deutliche Individualisierung des Bitburger Beckens. Es senkte sich stark ab (Teil III: Abb. 29). Vor allem an seinem Nordoststrand ist dies durch hohe smto-Mächtigkeiten dokumentiert. Bei Spangdahlem sind immerhin ca. 110 m erbohrt worden. Weiter südwestlich, im heute tief versenkten Beckenzentrum sind höhere, noch nicht bekannte Mächtigkeiten wahrscheinlich. In Hessen, im Raum Kassel, sind bis 230 m smH nachgewiesen (TIETZE & RÖHLING 2013).

Aus der Gesamtheit der Befunde lässt sich ein damals einwirkendes kontinentales Spannungsfeld rekonstruieren, mit einer Nordwest-Südost (etwa 135°) ausgerichteten Dehnungsbeanspruchung. Dadurch konnten die im variskischen Sockel alt angelegten Südwest-Nordost („diagonal“) streichenden Bruchstrukturen besonders stark mobilisiert werden und synsedimentär absinken (Teil III: Kap. 7.3.2 mit Tab. 4).

In der Pfälzer Mulde („Lothringen-Pfalz-Senke“) umfasst die s5-Folge die Obere Felszone (sOF). Gemeint ist hier der stratigraphisch jüngere Abschnitt dieses Schichtglieds, der im Saarland und in den allermeisten Gebieten der Pfalz die gesamte Obere Felszone ausmacht (Tab. 5). Die s5-Mächtigkeiten liegen in dieser Region meist nur im Bereich von etwa 1–25 m. Dies kann der geringeren mechanischen Reaktionsmöglichkeit auf die damals einwirkende Nordwest-Südost-Dehnungsbeanspruchung zugeschrieben werden. Das Spannungsfeld der s5-Folge konnte dort strukturell bedingt weniger gut ansetzen (Teil III: 124) und dadurch auch keine so ausgeprägte Trogbildung bewirken. Eine starke Kappung vom Hangenden her durch die H-Diskordanz kam hinzu (vgl. Abschnitt zur s6-Folge).

Was aber in der Pfalz sehr klar hervortritt, ist die laterale Faziesdifferenzierung der s5-Folge. Trogachsen und Schwellenbereiche – Ausdruck der s5-typischen differenziellen Beckenabsenkung – wirkten sich in der sOF-Abfolge dauerhaft und deutlich aus. Die lithofazielle Variabilität der saarpfälzischen Oberen Felszone ist schon oft genauer beschrieben worden (LGB 2005: S. 148, DITTRICH 2014a, b: 137f., 2015a: 29, 2016a: 87). In den WSW-ENE-streichenden Trogzonen erscheinen geröllführende, stark verkieselte, massige Sandsteine mit viel äolisch überprägtem Korngut. Dies ändert sich zu Schwellenzonen hin und vor allem zum nordwestlichen Randbereich der Pfälzer Mulde. Die dortige geringmächtige Lateralfazies ist wesentlich feinkörniger, oft violettstichig und recht Dolomit-reich.

Zurück zum Trier-Luxemburgischen Untersuchungsgebiet. Im dortigen Buntsandsteinprofil zeigt die s5-Folge eine neue, sehr wesentliche Eigenschaft. Gemeint ist das erstmalige Einsetzen von evaporitischen Faziesmerkmalen und von violetten Gesteinsfarben. Erstmals zeigen sich Hinweise auf den Zufluss salinärer Lösungen aus dem Beckeninneren (vgl. Kap. 8.1: Abschnitt zur Herkunft des salinaren Stoffbestandes). Es erscheinen Kugelfelsen (im Kieselkonglomerat) und deutliche Dolomitanreicherungen. Die „Kugelsteine“ gingen ursprünglich auf anorganisch entstandene phreatische Dolocrete-Bildungen zurück, die sich aus karbonatreichen Grundwässern ausgeschieden haben (Teil I: Kap. 4.2). Alle genannten Faziesbefunde stammen aus synsedimentär mobilen Trogzonen. Mal war es das Trierer Becken und der Gladbacher Trog, mal der breite Senkungsbereich des Grabens von Thionville (bei Mondorf) und schließlich auch die rheinisch streichende Senkungszone im Nordteil der Trierer Bucht (Teil III: Abb. 27 + 29).

Sehr deutlich zeigt sich diese auffällige Lithofazies der s5-Folge in den südluxemburgischen Bohrprofilen bei Mondorf (Teil II: 100f.). Dort war sie begünstigt worden durch die strukturelle Position in der damals synsedimentär stark absinkenden Tiefstruktur des Grabens von Thionville (Teil III: Abb. 29). Besonders markant äußert sich der neuartige lithofazielle Charakter in den mehrere Meter mächtigen Violettschichten (sVS) der obersten s5-Folge (Teil I: Kap. 3: S. 55f.). In diesem Niveau erscheint nicht nur die namengebende Gesteinsfarbe, sondern auch viel Dolomit in Form von Zementen, Dolomitknollen und -krusten. In Abb. 34 bezieht sich das eingeklammerte Sulfatsymbol bei Spangdahlem im Nordosten auf ehemals vorhandene, inzwischen abgelagerte Sulfateinschlüsse im sVS (Teil I: S. 77).

Die „fazielle Dreiheit“ von Kugelbildungen, viel Dolomit und Violetten Horizonten kennzeichnet vor allem die Obere Felszone der Pfalz. Insbesondere Kugelfelsen sind dort sehr zahlreich, im Basisbereich der s5-Folge (DITTRICH 2016a: Kap. 3, 2016b). So ist denn auch dieses pfälzische Schichtglied früher oft auch als Kugelfelshorizont bezeichnet worden. Auch Dolomit kann stark angereichert sein, vor allem in der nordwestlichen Lateralfazies abseits der Trogachse (DITTRICH 2015, 2016a). Oft ist er zu schwärzlich-braunem Mulm verwittert, der schichtig oder nestartig auftritt. Die Dolomitfazies im sOF-Niveau hat schon bei O. REIS (1921: 129) Erwähnung gefunden. Bei einer stratigraphischen Neubewertung der pfälzischen Buntsandstein-Abfolge notierte er eine zweite, ältere Dolomitbank unterhalb der „Dolomit-Carneolbank“ – letztere entspricht der Violetten Grenzzone – und des Hauptkonglomerats. Violette Horizonte treten als bunte, intensiv violettstichige Feinsedimente vor allem im höheren Teil der Schichtenfolge auf. Als aufgearbeitete intraklastische Fragmente können sie aber auch schon im unteren Teil der s5-Abfolge eingebettet sein.

Der pfälzische Beckenbereich lag deutlich näher am rechtsrheinischen Hauptbecken. Die hydrologische Anbindung war gut, saline Lösungen aus dem Beckeninneren fanden leicht Zutritt. Lithofaziell existieren zahlreiche Parallelen zum rechtsrheinischen Randbereich des Beckens. Kugelfelsen erscheinen auch in der thüringischen Hardeggen-Formation im Vorland der Böhmisches Masse (PUFF 2008, mehr dazu bei DITTRICH 2016a: 180). Ein anderes Charakteristikum der Hardeggen-Formation ist die Häufigkeit von „Paläoböden“, die den hier beschriebenen Violetten Horizonten gleichzusetzen sind (Teil I: Kap. 1.4). Nach TIETZE & RÖHLING (2013: 253) treten sie im höheren Bereich der Formation häufiger auf, nämlich in der Hardeggen-Wechselfolge mit ihren zahlreich eingeschalteten Hochflut-Ablagerungen. DERSCH-HANSMANN et al. (2013: 399) berichteten von zahlreichen „Calcretbildungen“ in der Oberen Hardeggen-Formation am Westrand der Hessischen Senke.

Die Erstmaligkeit von Violetten Horizonten im s5 des proximaler angesiedelten Trier-Luxemburgischen Untersuchungsgebietes findet ihre rechtsrheinische Parallele in Baden-Württemberg. Im oberen Teil der s5-Abfolge des südlichen Kraichgau und des nördlichen und südlichen Schwarzwaldes ist dort ein „VH1“-Horizont ausgewiesen worden (E. NITSCH in RÖHLING et al. 2018: Abb. 5). Dessen Einser-Nummerierung zeigt, dass es sich bei diesem Violetten Horizont um ein neues, im tieferen Buntsandstein dort nicht verwirklichtes Faziesphänomen handelt. Offenbar verbreiteten sich saline Wässer zu dieser Zeit deutlich weiter auf die südlichen und südwestlichen Beckenrandzonen als zuvor (Kap. 8.2).

Auf welchen Wegen diese Wässer ins Untersuchungsgebiet gelangten, ob nur von Norden her oder auch von Nordosten, ist noch ungeklärt. Es ist nämlich nicht auszuschließen, dass es damals einen zweiten Zufluss durch das „Bitburg-Kasseler Senkungsfeld“ gegeben hat (vgl. dazu Teil III: Kap. 7.3.1). Das Subsidenzmuster der s5-Folge (Teil III: Abb. 29: smto) und die weit östlich gelegenen Fundorte der „Kugelsteine“ im Kieselkonglomerat (Teil I: Kap. 4.2) könnten dahingehend gedeutet werden. Auch das Vorkommen von violetten und weißen Tönen im inneren Trierer Becken passt dazu („Aufschlussbohrung 60b“: LGB-Bohrarchiv-Nr. 6205–1102; Teil II: Abb. 23b: Profil AA). Zusammen mit geröllführenden Sandsteinen wurden sie im stratigraphischen Niveau des Kieselkonglomerates durchörtert.

Die Hauptzufuhr kam aber wohl von Norden, durch die Eifeler Nord-Süd-Zone. Strukturell kontrolliert wurde sie durch eine der oder auch durch beide rheinisch streichende Grabenzonen (Echternacher bzw. Saargauer Grabenzone). Marin-lagunäre Wässer fanden so Zutritt. In diesem

Kontext könnte eine Beobachtung von KATTAWI (1969) bedeutsam sein. In seinem Kartierbericht aus dem nördlichen Kylltal, westlich von St. Thomas–Densborn, wurden im Mittleren Buntsandstein gut gebankte, kieselig zementierte und gebleichte Sandsteine genannt, mit grünen Komponenten, die von ihm als Glaukonit angesprochen worden waren. Stratigraphisch handelt es sich wohl um das Kieselkonglomerat. Leider ist die Korrektheit dieser Mineral-Ansprache ungewiss, eine röntgenographische Verifizierung der Glaukonite war nicht erfolgt. Völlig absurd wäre ein solcher Fund nicht. Schließlich waren ja sogar in der roten sandig-fluviatilen saarpfälzischen Randfazies des marinen Zechsteins noch eingeschwemmte Glaukonitpartikel nachweisbar (LGB 2005: Abb. 67; DITTRICH im Druck a).

Die Violettschichten zeichnen sich im Nordteil der Trierer Bucht durch eine markante Entwicklung und (ehemals) hohe Dolomitgehalte aus (Teil I: 54). Dies gilt auch für die Eifeler Nord-Süd-Zone. Dies ist aus der Profiltafel-Abbildung von MADER (1985: Abb. 2) abzuleiten. Im Oberbettinger Triasgebiet existiert ein sehr mächtiges, relativ feinkörniges Violett-Schichtglied. Stratigraphisch liegt es unterhalb der Äquivalente des saarpfälzischen Hauptkonglomerates, nämlich unter den Konglomeraten des smh (s6-Folge), die damals von MADER noch als unterste Zwischenschichten gedeutet worden waren („Usch-Schichten“, Teil I: 53). Die liegenden Violettabfolgen können durch die hangenden Konglomerate erosiv unterschritten sein. Sie repräsentieren die Violettschichten (sVS) am Top der s5-Folge. In den beiden Säulenprofilen des Oberbettinger Triasgebietes, Nr. 2 (Roth–Müllenborn) und Nr. 9 (Birgel–Hillesheim), sind davon immerhin 10–15 m verzeichnet worden. Sie sind also noch mächtiger als die auch schon recht deutlich entwickelten Violettschichten im Nordteil der Trierer Bucht, namentlich in den Säulenprofilen Nr. 7 (Biersdorf–Niederweiler), Nr. 6 (Malberg–St. Thomas) und Nr. 8 (Eisenschmitt–Himmerod) bei MADER (1985: Abb. 2). Die sich abzeichnende Mächtigkeitssteigerung nach Norden passt zur nordwärtigen graduellen Kornverfeinerung in Annäherung an das Beckeninnere. Die Tonsedimentation kann dort schon früher eingesetzt haben als im Süden. Sie passt auch zu einer stärkeren hydrologischen (und damit auch evaporitischen) Beeinflussung durch den zeitweise salinaren Wasserkörper weiter im Norden.

Wie aber stellt sich dies alles im sequenzstratigraphischen Kontext dar? Bei TIETZE & RÖHLING (2013) war noch eine durchgehende „Detfurth-Hardegsen-Sequenz“ abgehandelt worden. Allerdings wurde notiert, dass es auch Argumente gäbe, diese zweizuteilen. Bei VOIGT et al. (2001: Abb. 3) war im Buntsandstein-Standardprofil des Thüringer Beckens bereits eine weitere Sequenzgrenze an der Grenze smD/smH verzeichnet worden. Wesentlich dafür war u.a. das Erosionsbegleitete Einsetzen fluviatiler Fazies, wie es in der Thüringischen Senke, in Südthüringen und in Franken beobachtet werden kann (nach T. VOIGT/Jena, TIETZE & RÖHLING 2013: 251). Die Kurve des Baselevel-Trends von BECKER (2005: Abb. 35), für die Thüringen-Westbrandenburg-Senke, ist dementsprechend zu korrigieren (Abb. 39). Tatsächlich zeigen die zugrundeliegenden Basisdaten des Bohrprofils Halle-Süd 1/64 bei Teufe 142 m einen Faziessprung. Sedimente des Strandbereichs werden von fluviatilen Sandsteinen überlagert. Dazwischen liegt die Sequenzgrenze. Eine graduelle Baselevel-Entwicklung, wie von BECKER linienhaft angedeutet, war nicht vorhanden.

Die hier vorgelegte Untersuchung bestätigt eine sequenzstratigraphische Eigenständigkeit der s5-Folge (mehr dazu oben, im s4-Abschnitt). Ein tektonisches Ereignis, der Beginn anders konfigurierter starker Absenkung, initiierte eine neue Sequenz. Die „Kombi-Sequenz“ B3 nach TIETZE & RÖHLING (2013) kann also in zwei eigenständige Sequenzen unterteilt werden (B3a und B3b, Abb. 40, vgl. auch VOIGT et al. 2001: Abb. 3). Stimmiger auf Dauer wäre wohl eine Neunummerierung sämtlicher B-Sequenzen. Eine solche hätte dann auch die inzwischen von VOIGT et al.

(2001) vorgenommene Zweiteilung der B1-Sequenz („B1a“, „B1b“) zu berücksichtigen. Auch die zweigeteilte B5-Sequenz (B5a und B5b, Abb. 40) in der s7-Folge wäre dann entsprechend neu durchzuzählen (mehr dazu später).

Im höheren Teil der thüringischen Hardeggen-Formation (smH) erscheint in der Baselevel-Kurve von BECKER (2005) ein deutlicher Anstieg bis hin zum Kappungsniveau der hangenden H-Diskordanz. Zur Entwicklung in der Hardeggen-Formation der Hessischen Senke äußerten sich TIETZE & RÖHLING (2013) wie folgt. Das zunächst noch stark erniedrigte Baselevel habe zu einem steileren Gradienten der Flussrinnen und zu einer Korngrößen-Zunahme geführt. Anschließend sei es zu einer „kräftigen Aggradation der fluviatilen Fazies“ gekommen, die „aus der Subsidenzbedingten Akkomodation und dem kompensierenden Sedimenteintrag mit steigendem Baselevel“ resultierte. In der Hardeggen-Wechselfolge sei es dann bei weiter steigendem Baselevel zum Retrogradieren der fluviatilen Abfolgen auf das südliche Liefergebiet gekommen. Es habe ein weiter nach Süden reichendes Übergreifen der „Beckensedimentation“ stattgefunden (TIETZE & RÖHLING 2013: 254). Es dokumentiert sich also ein Onlap im höheren smH, eine Beckenerweiterung, die Situation ist eindeutig.

Weit im Süden des Beckens, in Baden-Württemberg, entstand in der höheren s5-Folge der schon erwähnte VH1, gemeinhin als „Paläoboden“ gedeutet. Eine sehr dauerhafte subaerische Exponierung mit terrestrischer Pedogenese ist aber in einer Zeit mit starkem Baselevel-Anstieg und deutlichem Onlap wenig plausibel. Stimmiger erscheint mir in dieser Hochstandsphase ein sehr seichtes, zeitweiliges marin-lagunäres Übergreifen und eine entsprechende Veränderung des Porenmilieus im klastischen Randsaum der Beckenrandzone. Dort konnte es dann zu den in den Kapiteln 1.4 (Teil I) und 8.2 dargelegten Prozessen kommen, die die Violettfärbung und die hochsalinare Prägung dieses vermeintlichen „Paläobodens“ verursacht haben.

Das Meer war näher herangekommen. Für die höchste Hardeggen-Formation hatte schon BACKHAUS (1994) einen Meeresvorstoß in die Hessische Senke rekonstruiert. Argumente dafür sind „*Avicula*“-Funde, das marine Spurenfossil *Diplocraterion* (HORN 1991), Foraminiferen und spezielle Pollen-Assoziationen (BACKHAUS 1996: 275 und Tab. 1). Im höchsten Teil der hessischen Hardeggen-Formation erscheinen Tonsteine mit Estherien (HORN 1991: Abb. 2). Besonders eindrucksvoll ist das massive und abrupte Einsetzen von Tetrapoden-Skelettresten und -Fährten in der obersten Hardeggen-Formation (vgl. BACKHAUS et al. 2013: Tab. 5-1). Wahrscheinlich bildet sich darin eine relativ reich belebte, etwas humidere Küstenregion ab, die auch eine günstige Wanderroute für Tetrapoden-Gruppen darstellte.

Anschließend setzte die starke paläogeographische Umgestaltung im Zusammenhang mit der H-Diskordanz ein. Tektonisch induzierte großräumige Hebungsbewegungen begannen, das Meer zog sich schnell zurück. Zudem brach die Sedimentakkumulation im Germanischen Beckenraum ab. Die Situation entsprach einer „forced regression“, in diesem konkreten Fall aber wohl maßgeblich verursacht durch eine großräumige plattentektonische Einwirkung. Das kontinentale Spannungsfeld in unserem Raum veränderte sich grundlegend (Teil III: 99 + Kap. 7.3.3 mit Tab. 4). Es begann nämlich eine Zeit mit Südwest-Nordost-Extension. Über das Gesamtbecken hinweg sind Rifting, Bruchtektonik, Hebung und sogar eine schwache Faltung (im Saarland) dokumentiert. Im Germanischen Buntsandstein sind die Schichtausfälle beträchtlich (Kap. 8.2, Tab. 5), der Sedimentbericht ist massiv unterbrochen. Schon bei AIGNER & BACHMANN (1992) ist die Sequenzgrenze B3/B4 an der s5/s6-Grenze als ungewöhnlich stark gekennzeichnet worden (Abb. 39). Diese sei hier wesentlich ausgeprägter als in der globalen Exxon-Chart nach HAQ et al. (1987, 1988; Kap. 9).

Wie fügen sich nun die linksrheinischen Befunde in dieses sequenzstratigraphische Gesamtbild ein? Die Entstehung der Geröllsandsteine im tieferen smto (s5) ist zeitlich wohl mit dem Grenzbereich Hardeggen-Sandstein/-Wechselfolge zu korrelieren. Das Ablagerungsgeschehen vollzog sich in einer Zeitspanne mit relativ hohem Baselevel. Das beckenzentrale Vorfluter-Niveau lag nun schon höher. Dies hatte auch Auswirkungen auf den Grundwasserspiegel am Beckenrand gehabt. Daher konnte es dort temporär zur Entstehung violetter Gesteinsfarben und zur Bildung von Dolomitknauern kommen. Dies ist sowohl im inneren Trierer Becken und in Süd-Luxemburg als auch im Trogachsenbereich der Pfälzer Mulde belegt (DITTRICH 2016a: 87). Außerdem bildeten sich phreatische Dolocretes (DITTRICH 2016a: Kap. 3), nämlich die Kugelfelsen, die aus der östlichen Trierer Bucht und aus der Pfalz bekannt sind. Zu dieser Zeit kam der ingressive Zufluss offenbar vor allem von Nordosten.

Zunächst war die Trogabsenkung noch sehr stark, insbesondere im Norden, im Bitburger Becken. Zusammen mit dem Baselevel-Hochstand generierte dies einen erheblichen Akkomodationsraum. Dieser konnte nicht immer sofort durch die fluviatile Vorschüttung kompensiert werden, vor allem in den randferner gelegenen Bereichen des Bitburger Troges. Darauf deutet die bei Oberweis (Abb. 34) gekernte Abfolge im oberen Kieselkonglomerat-Bereich, wie sie bei WEILER (1972) petrographisch beschrieben worden ist. Im Abschnitt unterhalb von Teufe 259,5 m – die Endteufe war 279 m – erschienen in stärker tonhaltigen Feinsandsteinen Glimmerlagen, auch wurde eine 3 cm große Pyrit-Knolle angetroffen. Offenbar herrschten lakustrine Stillwasserbedingungen mit reduzierendem Milieu. Ein längere Zeit abgeschnittener fluviatiler Altarm ist als Bildungsraum ebenfalls nicht auszuschließen. Die faziellen Verhältnisse in den inneren Bereichen des Bitburger Beckens sind insgesamt noch sehr wenig bekannt. Zu den tief versenkten älteren Buntsandstein-Schichtgliedern liegen kaum Bohrdaten vor; ausreichend tiefe Kernbohrungen fehlen völlig. Entsprechendes gilt für den Graben von Thionville im Südosten. Die dortige Kernbohrung der Mondorfer Adelheid-Quelle in Süd-Luxemburg (Teil II: 99f.) endete bei 582 m Teufe, ebenfalls im Abschnitt des höheren Kieselkonglomerats. Auch hier waren tonige Feinsandsteine mit Glimmeranreicherungen eingeschaltet.

Im mittleren s5 schwächte sich die Subsidenzrate der Trogachsen ab. Die Intensität und Kontinuität der fluviatilen Vorschüttung nahm ab, äolische Umlagerungsprozesse gewannen an Bedeutung. Das Milieu war ausschließlich terrestrisch. Die sich steigernde beckenzentrale Hochstandssituation (Abb. 40) konnte sich hier am Beckenrand faziell weniger gut ausprägen.

Anders dann im höheren Teil der s5-Folge. Nun kam es zu einer raschen Erhöhung des Baselevel-Niveaus. In der Kurve von BECKER (2005) ist dieser abrupte Wiederanstieg sehr deutlich. Ohne die Kappung vom Hangenden her (H-Diskordanz) wäre er wohl noch ausgeprägter. Wieder kam es zu einem randwärtigen Übergreifen der Sedimentation (coastal onlap). Der Ablagerungsraum des höheren smto erweiterte sich etwas über die älteren Beckenränder hinweg. Nach den bislang vorliegenden Daten ist dies zumindest im Nordosten des Untersuchungsgebietes wahrscheinlich, wohl aber auch im Westen. Vor allem die Violettschichten (sVS) greifen nach Westen hin über. Dies zeigte das mittelluxemburgische Bohrkernprofil Mersch (Abb. 34). Der sVS überlagert dort „transgressiv“ den Devonsockel. Als letzter und einziger Ausläufer des smt unterlagert er die smh-Konglomerate der s6-Folge (Tab. 5; Teil II: 94). Insofern steht nun fest, dass dieser Leithorizont eine weitaus größere Verbreitung nach Süden und Südwesten hat, als es in Kap. 3 (Teil I) noch beschrieben wurde. Im Norden, in der deutschen Südeifel, ist bei Geichlingen (Abb. 34) ebenfalls ein diskordanter Kontakt Devon/

Violettsschichten dokumentiert. Unterhalb der smh-Konglomerate wurden dort dolomitisch „verbackene“ Schiefer in einer Flachbohrung erfasst (schriftl. Mitt. Dipl.-Geol. N. STRUMPF 1996).

Die dolomithaltige Violettfazies des sVS war wohl ein großräumiges „transgressives Phänomen“. Sie kann als Ausdruck eines hoch liegenden Vorfluterniveaus im Becken aufgefasst werden. Durch den resultierenden temporären „Grundwasser-Stau“ in der Flusslandschaft im Sinne von BACKHAUS & HEIM (1995) konnte es zum konstruktiven Umbau von Hämatit und zur Entstehung von Violetten Horizonten kommen (Kap. 1.4 + 8.2). In dieser paläogeographischen Situation konnten auch größere Ansiedlungen des Bärlapps *Pleuromeia sternbergii* gedeihen (FUCHS et al. 1991). Es handelt sich dabei ja um eine salzliebende Sumpfpflanze (vgl. auch Teil I: Kap. 4.2 mit Abb. 8). Bei MADER (1980a) war vermerkt worden, dass die autochthone Halophyten-Flora (der „fossile Wald“) von Lammersdorf in einem mächtigen tonig-schluffigen Überflutungssediment wurzelte. Das Milieu war etwas feuchter und vor allem salziger geworden. Im Zuge des Baselevel-Anstiegs waren die marin-beeinflussten Faziesgürtel auf die Hinterländer vorgerückt. Dies galt wohl auch für die großen Sabkha-Flächen im norddeutschen Beckeninneren, die von TIETZE & RÖHLING (2013: 260) erwähnt worden waren. Eine besondere Art von Feinschichtung im Nordteil des Untersuchungsgebietes (MADER 1980a: Abb. 8/3, 1981a: 383) verdeutlicht dies. Sie erschien im höheren smt des oberen Kylltals. Die dortige Fazies war von MADER damals bereits als mögliche Sebka-Ablagerung angesprochen worden. Er schrieb, dass ihre unregelmäßige wellige Horizontalschichtung, graduell nach oben zunehmend bioturbat entschichtet, durchaus als tidale Wechselschichtung interpretiert werden könnte (Teil I: Kap. 4.1). Der schon dargelegte Tonreichtum des sVS im Norden und auch dessen hohe Dolomitgehalte passen auch in diesen paläogeographischen Rahmen. Der von KREMB-WAGNER (1996: 16) in den höheren Mürbsandsteinen der Kylltalregion notierte Anteil an Violetten Horizonten und von violettgetönten Sandsteinpartien, der nach oben hin ansteigt, bestätigt die transgressive Tendenz der späten s5-Folge.

### **s6-Folge (Solling-Sequenz)**

Rechtsrheinisch umfasst die s6-Folge die Solling-Formation. Linksrheinisch, im Untersuchungsgebiet, existieren zahlreiche einzeln informell benannte lokale Äquivalente (Tab. 5). In der Pfalz (und im Saarland) sind es das Hauptkonglomerat (sHK) und die Violette Grenzzone (sVG bzw. VG1, VG i.e.S.). Im Trier-Luxemburgischen Untersuchungsgebiet ist es die Abfolge der Oberen Konglomeratregion (sKR2), die generell als grobklastische Schichtenfolge entwickelt ist und oben von den Violetten Grenzsichten (sVGS) abgeschlossen wird. Im Trierer Becken wird das Hauptkonglomerat vertreten durch das Grobkonglomerat (sGK) und die Geröllsandsteine (sGS), im Bitburger Becken durch die Konglomeratische Serie (sKS). Letztere ist auf den preußischen Kartenwerken früher als „soc“ und dann von MADER (1979–1992) als „Usch-Schichten“ bezeichnet worden, beides in fälschlicher Zuordnung zum Oberen Buntsandstein. Genauere stratigraphische Darlegungen finden sich bei DITTRICH & NORBISRATH (2006) und in Teil I (Kap. 2).

Auslöser für den Beginn der s6-Folge im Germanischen Buntsandsteinbecken war ein weiträumiges regionaltektonisches Ereignis. Es ist verknüpft mit den bedeutenden Schichtlücken der H-Diskordanz (bzw. s5/s6-Diskordanz in der STD 2016; Tab. 5). Dabei handelt es sich um die bedeutendste Diskontinuität im Germanischen Buntsandstein (Kap. 8.3). Es dokumentiert sich eine beckenweite Tektonik. Etliche beckeninterne Hochstrukturen wurden dort in das Erosionsniveau gehoben. Dasselbe gilt für weite Bereiche des südlichen Beckenrandes. Im Südwesten dokumentieren sich Hebungen im elsässisch-lothringischen Raum (Gallisches Land). Infolgedessen

kam es zu Beginn der s6-Folge zu einer markanten, tektonisch initiierten Relieferhöhung (Teil III: Kap. 7.3.2 mit Abb. 29). Es hatte sich ein deutlich verändertes kontinentales Spannungsfeld eingestellt (Teil III: Kap. 7.3.4, Tab. 4, Abb. 29). Die Extensionsrichtung war nunmehr Südwest-Nordost-orientiert, erstmals in der Untertrias. Dies zeigte sich in der Trier-Luxemburger Bucht, in der Hessischen Senke und im saarpfälzischen Gebiet (Lothringen-Pfalz-Senke). Sehr deutlich erweist sich dies auch in der von PUFF & RADZINSKI (2013: Abb. 8.3-11) auskartierten Fazies- und Mächtigkeitsverteilung der thüringischen Solling-Formation. Im Saarland war es in der frühen s6-Folge nachweislich sogar zu einer gewissen kompressiven Einengung in Nordwest-Südost-Richtung gekommen (Teil III: 126f. mit Abb. 31). Plattentektonische Ursachen sind anzunehmen. Bei Röhling et al. (2018: Abb. 1) war das tektonische Ereignis der H-Diskordanz schon durch die Stichworte Rifting, Bruchtektonik, Hebung und Salzbewegung gekennzeichnet worden. Die im Saarland zu rekonstruierende schwache Faltenbildung ergänzt diesen Befund (Teil III: Tab. 4).

Die Konstituierung des neuen Spannungsfeldes und die resultierenden vielfältigen Hebungsbebewegungen vollzogen sich über eine lange Zeitspanne hinweg. TIETZE & RÖHLING (2013: 260) veranschlagten den Hiatus der H-Diskordanz auf etwa 1,5 Mio a. Bei den Schichtlücken inbegriffen sind auch die Auswirkungen einer relativen Absenkung der beckenweiten Erosionsbasis (TIETZE & RÖHLING 2013: 256). Die u.a. bei RÖHLING et al. (2018) benannten Hebungen sind wohl zumindest anteilig auch scheinbare Hebungen gewesen, relativ zu einem abgesunkenen beckenzentralen Vorfluter-Niveau.

Linksrheinisch hatte vor der Ablagerung der s6-Sedimentabfolgen nachweislich eine deutliche Erniedrigung der Erosionsbasis stattgefunden. Dies entspricht der Einschätzung im rechtsrheinischen Beckenbereich. AIGNER & BACHMANN (1992) hatten in ihrer sequenzstratigraphischen Interpretation der Germanischen Trias die frühe s6-Folge als Lowstand Systems Tract (LST) gewertet. Dieser wies den schwächsten verzeichneten „coastal onlap“ im gesamten Buntsandstein auf – selbst in der gesamten Germanischen Trias. AIGNER & BACHMANN (1992: Fig. 2) markierten die Grenzfläche Hardegsen-/Solling-Formation als eine Sequenzgrenze, die gegenüber der globalen, eustatisch begründeten Vorgabe von HAQ et al. (1987, 1988) deutlich stärker ausgeprägt sei (Abb. 39; Kap. 9).

Wahrscheinlich kamen in dieser Zeit ein eustatischer Tiefstand und ein regionaltektonisches Ereignis zusammen. Selbst noch im ostdeutsch-polnischen Zentralbereich des Mitteleuropäischen Beckens, bei BECKER (2005: Abb. 35 + 36), wurde dieses Niveau als starker Tiefstand des Base-levels gekennzeichnet. In besonderem Maße zeigte sich dies auf der westpolnischen Szczecin-Kalisz-Schwelle.

In der Pfälzer Mulde (Lothringen-Pfalz-Senke) ist das Hauptkonglomerat in einem rinnenhaft eingetieften alten Talsystem zwischen den Vogesen und dem nördlichen Spessart verbreitet (BINDIG 1991, DITTRICH 2015). Lokal hat es sich weit in die Obere Felszone oder sogar bis in die darunter liegenden feinschichtigen Sandsteine der Oberen Karlstal-Schichten (s3) eingetieft (BACKHAUS 1974). In Teil III (124f.) sind die entsprechenden stratigraphischen Gegebenheiten dieser Region mit ihren jeweiligen Schichtlücken genauer dargelegt worden.

Im Trier-Luxemburgischen Untersuchungsgebiet liegt die H-Diskordanz an der Grenzfläche smt/smh (Tab. 5; Kap. 8.3). Im Bereich des Trierer Beckens ist eine starke Tieferlegung der Erosionsbasis erkennbar, mit deutlicher Rinnen-Einschneidung in das Liegende. In den Sedimenten der Rinnenfüllungen gibt es auch Beimischungen von älterem Material, das dem randlich noch

freiliegenden paläozoischen Sockel entstammte (Teil II: Kap. 6.5). Aus dem Südwest-Teil der Eifeler Nord-Süd-Zone, bei Biersdorf nordöstlich von Bitburg sind von MADER (1981c) rinnenförmig eingeschnittene Konglomerate und geröllführende Sandsteine beschrieben und abgebildet worden. Es sind die basalen „Usch-Schichten“ (heute: Konglomeratische Serie; Tab. 5), die in die vorwiegend äolischen Sedimente des Liegenden eingetieft sind (Densborn-Schichten). Eine damals schon existierende diagenetische Verfestigung der Sande ermöglichte deren Umlagerung als Sandgerölle und die Ausbildung von ungewöhnlich steilen Rinnenrändern. Es erweist sich eine relativ lange Zeitspanne zwischen den jeweiligen Sedimentationsereignissen. Auch in anderen Arealen des Untersuchungsgebietes besteht eine erhebliche Schichtlücke, das Schichtglied der Violettschichten (sVS) im Liegenden der Diskordanz ist oft erosiv gekappt oder völlig unterschritten worden. In der westluxemburgischen Ardennenrandregion ist zu dieser Zeit der devonische Sockel denudativ abgetragen worden (Teil III: 97). Die H-Diskordanz bildet auch hier eine scharfe Grenze. Bei hydrologischem Anschluss an das innere Germanische Becken war das Baselevel abgesenkt.

Bei AIGNER & BACHMANN (1992, 1998) stellte sich die vierte Sequenz im Buntsandstein (B4 bei TIETZE & RÖHLING 2013) folgendermaßen dar. Über dem Basis-Sandstein der Solling-Formation als Tiefstandsablagerung (LST, Abb. 39) folgen Transgressions- und Hochstands-Sedimente (TST, HST). Damit gemeint waren die Grauen Tone bzw. der untere und mittlere Teil der Roten Tone (TIETZE & RÖHLING 2013: 256). In dieser Abfolge von Systemtrakten zeichnet sich eine generelle transgressive Tendenz ab – Parasequenzen vom regressiven Falling Stage Systems Tract (FSST, Kap. 8.1 + 9) fehlen ja unter der hangenden S-Diskordanz. Tatsächlich ist in der Buntsandstein-Literatur der letzten drei Jahrzehnte ein tendenzieller Anstieg der beckenweiten Erosionsbasis (des Baselevels) im Verlauf der Solling-Formation (genauer: der B4-Sequenz) generell unstrittig. Stets wurde eine mehr oder weniger deutliche retrogradierende Verschiebung der Faziesgürtel dargestellt (u.a. von HORN 1991, BINDIG & BACKHAUS 1995, DERSCH-HANSMANN et al. 2013, LEPPER et al. 2013, TIETZE & RÖHLING 2013: 255). Der Ablagerungsraum in der nördlichen Hessischen Senke und im Reinhardswald wandelte sich von einer „braidplain“ mit verflochtenen Flussläufen zu mäandrierenden Flusssystemen mit ausgedehnten Überflutungsebenen (BINDIG 1991, WEBER 2000).

Zu Beginn der s6-Folge war die paläogeographische Situation noch sehr stark von den landschaftsgestaltenden tektonischen Hebungen am Wechsel s5/s6 beeinflusst. Zunächst herrschte noch weiträumig eine endorheische Situation, ohne hydrologische Anbindung an das Weltmeer. Gelegentliche Starkregenfälle (Kap. 8.1: Abschnitt Klima) verursachten kurzfristig erheblichen Wasserandrang. Vom ausgedehnten Südwestrand des Beckens kommend, fand das Süßwasser seinen Weg in und durch die Hessische Senke. In ihrem erweiterten Nordteil sammelte es sich zu einem großen temporären Endsee. Die maximal 12 m mächtigen lakustrinen Grauen Tone bzw. Tonsteine entstanden (DSK 2013). Sie zeigen einen rein klastischen, nicht salinar beeinflussten Tonmineral-Bestand. Sie entstammen einem meromiktischen, mehr oder weniger stehenden Gewässer, dessen Wassersäule vertikal nur unzureichend durchmischt wurde. In diesen See mündeten die fluviatilen Sandausläufer der höheren hessischen Wilhelmshausen-Schichten (smSW, Abb. 40). Der Seespiegel stieg allmählich an, immer größere Randbereiche wurden überflutet. Weiträumig wurden verwitterte Landoberflächen abgespült. Im Seesediment konnten sich bei reduzierenden Bedingungen Schwermetall-Anreicherungen bilden. PAUL & PUFF (2013) veranschlagten für diesen riesigen See eine Existenzdauer von mehr als 10.000 Jahren. Bei einer Gesamtzeit der s6-Sedimentation von ungefähr 0,4–0,5 Mio a (TIETZE & RÖHLING 2013: 261) umfasst dies aber bloß etwa ein Vierzigstel der Gesamtzeitspanne, auch bei 0,3 Mio a für den s6 (STD 2016, RÖHLING et al. 2018) ist es nur ein kleiner Bruchteil.

Für den Rest der Zeit und vor allem für noch weiter beckenzentral gelegene Bereiche sind hingegen im s6 temporäre Anbindungen an das Meer wahrscheinlich. Marine Fazieshinweise in den Roten Tonen der Solling-Formation sind aufgeführt bei DITTRICH (2016a: 89; u.a. nach BACKHAUS 1994). Es handelt sich um Foraminiferen, spezielle Fischreste und die chemische Charakteristik des Karbonatanteils. Hinzu kommen marine planktonische Mikrofossilien, die von E. SCHULZ in der ostdeutschen Solling-Formation nachgewiesen worden sind (HEUNISCH & RÖHLING 2016: Tab. 2). Es sind zahlreiche Acritarchen-Arten (u.a. von *Michrhystridium* und *Veryhachium*; vgl. s3-Folge).

Auf den Festländern änderte sich die Flora. Pollentaxa setzen ein, die auch für den Röt und dann auch für weite Teile des Muschelkalks typisch sind (BACKHAUS et al. 2013). Indirekt bildet sich darin wohl der starke ökologische Einfluss des vorgelagerten Meeres ab. TIETZE & RÖHLING (2013: 255) beschrieben in der Solling-Sequenz eine Anbindung an die Tethys über die Schlesische und die Karpatische Pforte. Die entsprechende Ingression sei belegt durch karbonatische Sandsteine mit einer marinen Muschelfauna in Südost-Brandenburg. In ihrem Profilschnitt der Abb. 7.3-3 wurde überdies eine litorale Aufarbeitung des (ursprünglich fluviatil-äolisch abgelagerten) Dötlingen-Sandsteins vermerkt, etwa in der mittleren Solling-Formation. BECKER (2005: Abb. 37g) hat für die mittlere Solling-Formation eine paläogeographische Karte des Bereichs Halle–Berlin und weiter bis nach Polen hinein erstellt. Im Nordteil dieses Gebietes erscheint darin eine weitflächige Sabkha, nach Süden zu gesäumt von sandigen Küstensedimenten; bei Halle herrschten fluviatile Sedimente vor. Im Text (S. 74) wurde die feinklastische Fazies als ehemalige Tonebene mit Sabkha-Charakter spezifiziert. Anhydritknollen erscheinen häufig, daneben auch Hungerrippen und andere Rippelschichtungen.

Naturgemäß beeinflusste eine temporäre marine Prägung auch den mit fluviatilen Sedimenten bedeckten Randsaum des Beckens. Seichte marine Flutungen brachten eine saline Stofffracht mit sich, auch und vor allem Karbonat. Typisch für den südthüringischen Solling-Basissandstein ist eine „Tigersandstein“-Fazies. Es ist dies eine braune Fleckung des Gesteins, deren Flecken sich zu größeren, mit Mulm gefüllten Linsen erweitern können (PUFF & RADZINSKI 2013: 435). Ehemalige Dolomitzemente bilden sich ab, welche fröhdiagenetisch (postsedimentär) eingebracht worden sind (Kap. 8.1: Abschnitt zum Dolomit). Auch weiß-violette (gebleichte) Sandsteinfarben und das Vorhandensein von Violetten Horizonten sind bezeichnend. Beides deutet auf einen ingressionsbedingten „Grundwasser-Stau“ im Sinne von BACKHAUS & HEIM (1995), bei dem es zu einer Herausbildung und bleichungsbedingten Prägnanz von violett färbenden großen Hämatitkristallen im Porenraum vorhandener Randsaumsedimente kommen konnte (Kap. 8.2). Violette Horizonte („Paläoböden“) kommen in der Solling-Formation sehr verbreitet vor. Sie existieren in Thüringen (PUFF & RADZINSKI 2013), in Franken (TIETZE & RÖHLING 2013: im Felssandstein) und in vielen anderen Gebieten (DSK 2013). In Thüringen ist über dem basalen Sandstein eine violettgefärbte Dolomit-haltige tonreiche Abfolge entwickelt, in der sogar eine 2 m mächtige Anhydritbank erbohrt wurde (PUFF & RADZINSKI 2013: im zentralen Teil der Thüringischen Senke). Eine marine Provenienz des Sulfats, eingebracht bei einem temporären Hochstand, ist offenkundig. Die thüringischen Autoren hatten damals ein „lagunenartiges Environment“ notiert. Bei PAUL (2006: 116) war das Ablagerungsmilieu der norddeutschen Solling-Formation als fluviatil-lagunär bezeichnet worden.

Sehr klar wird die enge Verzahnung terrestrisch-fluviatiler Sedimente mit randmarinen Merkmalen am Rande der Eichsfeld-Altmark-Schwelle. Dort ist eine „amalgamierte Solling-Folge“ entwickelt (WEBER 2000). Die Faziesbreite der dortigen Solling-Formation ist von LUKAS & WENZEL

(1991) detailliert untersucht und dargelegt worden. Aufgrund der unmittelbaren Nähe zur Beckenfazies ist die stratigraphische Korrelation und die fazielle Anbindung dieser Gesteinsbildungen unmittelbar nachvollziehbar. Hier nur eine stichwortartige Aufzählung der angetroffenen lithofaziellen Merkmale: violette Sandsteinfarben, Bleichungen, Kieselkrusten, Verkieselungen, Karneole, Glimmerführung, Dolomit (teilweise sekundär dedolomitiert), frühdiagenetische Karbonatzemente, Sulfatnester (zu Kalzitdrusen umgewandelt), Sulfatknollen, -lagen und (Gipsstein)-bänke. Die letztgenannten Merkmale sind von LUKAS & WENZEL als Hinterlassenschaften einer Küstensebka gewertet worden. Dolomit erschien als Zement oder als Dolocrete mit Dolomitknollen oder -flecken, letztere mit poikilotopischem Gefüge und lokal zu einer bräunlichen „Tigerung“ der Sandsteine verwittert.

Das Meer war nie sehr fern. Im inneren Beckenbereich war das Relief großräumig äußerst flach (TIETZE & RÖHLING 2013: 256: „auf einer außerordentlich ebenen Peneplain“). Schon geringe Schwankungen des Meeresspiegels konnten sich dadurch extrem weit auswirken. Zudem war die Absenkungsrate des Beckenbodens wohl nicht immer völlig gleichmäßig, auch dies ermöglichte ein flächenmäßig variierendes peritidales Einflussgebiet. Die weit nördlich gelegenen Sandsedimente im Bereich der Eichsfeld-Altmark-Schwelle wurden häufig von vorkonzentrierten salinaren Lösungen durchwandert, durchtränkt und entsprechend intensiv frühdiagenetisch verändert.

In anderen Bereichen war die Subsidenz sehr stark. Im Reinhardswald-Trog, im Nord-Teil der Hessischen Senke, sind immerhin bis 130 m smS entwickelt (DERSCH-HANSMANN et al. 2013). Im Profilabschnitt der Wilhelmshausen-Schichten an der Basis (smSW, vgl. Kap. 8.1: Abschnitt zum Klima) und in den auflagernden Trendelburg-Schichten (smST, bis 60 m mächtig) führte dies zu einer aggradierenden Stapelung der fluviatilen Parasequenzen (TIETZE & RÖHLING 2013: 256). Es dokumentiert sich ein Gleichgewicht zwischen der Sedimentzufuhr und dem entstehenden Akkomodationsraum. Der smST und auch das dritte Schichtglied der hessischen Solling-Formation, die Karlshafen-Schichten (smSK), verzahnen sich nach Norden hin über deltaische Sandsteine mit den bis zu 110 m mächtigen Roten Tonen (WEBER 2000, DERSCH-HANSMANN et al. 2013, TIETZE & RÖHLING 2013). Deltaische Einträge zeigen eine gewisse Wassersäule im Beckeninneren an, zumindest zeitweise. Die temporäre marine Prägung der Roten Tone ist bereits oben im Text angeführt worden. Das Wasser war nachweislich manchmal stärker durchlüftet; oolithische Lagen sind ebenfalls nachgewiesen. Eine weitflächige Einflussnahme von (klein-) zyklischen marinen Hochständen können starke Versalzungen des Sees und seichte Flutungen der sehr weitläufigen flachen Randbereiche bewirkt haben.

Das dritte hessische smS-Schichtglied sind die glimmerreichen Karlshafen-Schichten (smSK, bis 30 m mächtig). Sie zeigen das Strukturinventar mäandernder Flüsse (TIETZE & RÖHLING 2013: 256). Die tektonische Bildung von Akkomodationsraum überzog nun den Sedimenteintrag. Eine retrogradierende Entwicklung setzte ein. Bei ansteigendem Baselevel erweiterte sich der Sedimentationsraum nach Süden, mit einem Onlap. TIETZE & RÖHLING notierten, dass etwa vom Vogelsberg aus nach Süden der fluviatile Zufluss praktisch nur noch in verflochtenen Flusssystemen mit starkem Bypass-Effekt stattfand. Schon BINDIG (1991) hatte aus dem hessischen Proximalbereich für die höhere Solling-Formation anhaltend verflochtene Flusssysteme beschrieben, die im Norden in einem „lakustrinmarinen Sedimentationsraum“ mündeten. In der hessischen Randfazies betragen die smS-Mächtigkeiten nur noch 10 bis über 20 m (DERSCH-HANSMANN et al. 2013: Abb. 8.2-2D). Dies gilt östlich von Darmstadt bis in die Main-Region.

Linksrheinisch wurden die erosiven Talformen der H-Diskordanz beim fortschreitenden Anstieg des Baselevels allmählich wieder aufgefüllt. Das saarpfälzische Hauptkonglomerat ist wohl vor allem ein Äquivalent der hessischen Karlshafen-Schichten. Sicherlich herrschte nicht ständig eine Bypass-Situation, bei der ja das Baselevel exakt mit der Landoberfläche zusammenfällt, in einem ausgeglichenen Flussprofil (vgl. Kap. 8.1: Abschnitt zum Baselevel-Konzept). Gelegentlich, bei Hochständen niedrigerer Ordnung, konnte es in Trogzonen sogar zu schwachen ingressiven Episoden und dadurch zu veränderten hydrologischen Bedingungen im hochpermeablen klastischen Sedimentkörper des Randsaums kommen. Violettfärbungen (Violette Horizonte) konnten sich herausbilden (Kap. 8.2). Der Grundwasserspiegel lag dann sehr hoch. Überdies fand eine saline Stofffracht mit Karbonat und wohl auch Sulfat Zutritt. Innerhalb der saarländischen Hauptkonglomerat-Abfolge kommen nachweislich Violette Horizonte vor (DITTRICH 2016a: 88). Im oftmals dunkelrotviolett gefärbten pfälzischen Hauptkonglomerat ist sein evaporitischer (dolomitisch-(?)sulfatischer) Gesteinsbestand inzwischen abgelautet worden, die betreffenden Gesteinspartien sind heute hochpermeabel und völlig entfestigt (LGB 2005). Es existieren deutliche Parallelen zur Hessischen Senke. Dort sind in den Karlshafen-Schichten mehrfach „Paläoböden“ mit (dolomitischer) „Calcretentwicklung“ enthalten (DERSCH-HANSMANN et al. 2013: 402). Am Westrand der Hessischen Senke sind derartige „Paläocaliche“-Karbonate als „Dolomit-Bröckellagen“ umgelagert (HORN 1991: 167). Dadurch sind sie als syngenetische – nicht etwa später, sekundär entstandene – Bildungen gekennzeichnet. Aus Thüringen, aus dem Solling-Zwischenmittel, sind „violett-pedogene bis lakustrische Bildungen“ mit Karbonatknollen bekannt (PUFF & RADZINSKI 2013: 435).

Seine südliche Fortsetzung fand dieser Sedimentationsraum in Baden-Württemberg und Bayern. Dort entstanden der Felssandstein und der vereinzelt etwas geröllführende Kristallsandstein. Beide Schichtglieder können neuerdings der s6-Folge zugeordnet werden (E. NITSCH in RÖHLING et al. 2018: Abb. 5). FREUDENBERGER et al. (2013: 556) hatten bereits die „irrigale Zuordnung des Felssandsteins und der hangenden Karneol-Dolomit-Schichten zur Hardeggen-Formation“ statt zur Solling-Formation betont; die erste Einheit wurde von ihnen mit dem Kristallsandstein parallelisiert. Beim Kristallsandstein im Nord-Schwarzwald handelt es sich um eine Abfolge von Sandsteinen, die mit etlichen (violetten) Paläoböden und mit Kieselkrusten durchsetzt sind (DSK 2013: S. 538). Auch das pfälzische Hauptkonglomerat ist partiell stark verkieselt (LGB 2005, DITTRICH 2015). Genauso wie der Kristallsandstein ganz im Süden ist es nur lokal verbreitet, hier bleibt es auf ältere Talrinnenfüllungen beschränkt. Ein weitreichender Onlap der Sedimentation nach Süden wird offenkundig. Das Main-Tauber-Gebiet, Unterfranken, der Kraichgau und Teile des Schwarzwalds wurden einbezogen. Das neu-konfigurierte Subsidenzmuster der s6-Folge ermöglichte dies. Hinzu kam ein genereller Baselevel-Anstieg. BACKHAUS (1994) jedenfalls hatte die germanische Solling-Formation („soS“) seinerzeit als „Transgressions Tract“ (TST) gekennzeichnet.

Beim allgemeinen Baselevel-Anstieg im s6 (Abb. 39) entschied die regionale Subsidenz über die Erhaltung, die Mächtigkeit und die fazielle Ausprägung der Ablagerungen. Im Trier-Luxemburgischen Untersuchungsgebiet ist zwar die Schichtlücke der H-Diskordanz sehr deutlich ausgeprägt. Darüber setzt aber die Sedimentation des höheren s6 sehr markant ein, wahrscheinlich im Niveau der Karlshafen-Schichten. Die Mächtigkeiten des smh (Tab. 5) liegen weitflächig meist bei 20–45 m. Geringere Werte bleiben auf alt-angelegte Spezienschwellen und die äußeren Beckenrandzonen beschränkt (Teil II: Abb. 21b + 23b, Teil III: Abb. 29). Das bislang bekannte smh-Maximum liegt bei 65–70 m, im zentralen Trierer Becken. Für die rheinisch ausgerichtete Trogachse der Eifeler Nord-Süd-Zone („Westeifel“) hatte MADER (1985: Tab. 2) allein bis zu 70 m

„Usch-Schichten“ veranschlagt (sKS, Tab. 5), einige Meter Violette Grenzzone können noch hinzukommen. Zweifellos war die Subsidenz hier stärker als in der Pfälzer Mulde (Lothringen-Pfalz-Senke), wo das Hauptkonglomerat maximal 15 m mächtig sein kann (LGB 2005, DITTRICH 2015).

Am Wechsel s5/s6 war es zum Einschneiden von Talrinnen gekommen. Die nachfolgende Sedimentation verfüllte diese Hohlformen wieder und setzte sich darüber hinaus – nun in eher flächenhafter Verbreitung – fort. Im Untersuchungsgebiet entstanden meist (klein-)zyklisch gegliederte, überwiegend grobklastische Sedimente. Die Reliefenergie war anfangs deutlich höher als im vorhergehenden Mittleren Buntsandstein (smt; Teil II: 71f.). In der nördlichen Trier-Luxemburger Bucht hielt die Kiesablagerung fast bis zum Ende der s6-Folge an. Dort, in der südlichen Eifeler Nord-Süd-Zone, hatte sich eine breite verflochtene Flussebene (braidplain) herausgebildet, bedeckt mit Kies- und Sandbarren. Darin vereinigten sich die nach Norden ziehenden Ströme, die von Westen und Südwesten kamen. Dies waren wohl einzelne breite, verflochtene Flussläufe, gesäumt von ruhigeren Hochflutebenen. Da im fernerer Westen durch die Aktivierung variszisch streichender Strukturelemente ein neues, steileres Relief entstanden war (Teil III: Abb. 29), konnte von dort langfristig viel Geröllfracht angeliefert werden.

Insgesamt betrachtet ist die Trier-Luxemburgische s6-Folge ein Fining-upward-Zyklus. Überall existiert ein genereller Trend zu einem abnehmenden Reliefgradienten, niedrigerer Transportenergie und zu verminderter Erosionskraft, was zu geringerer Aufarbeitung liegender Sedimente führte. Die Geröllvorschüttung nahm allmählich ab. Die von MADER (1981c, 1982, 1984) aus einzelnen Aufschlüssen der „Westeifel“ beschriebene Zweigliederung der „Usch-Schichten“ (vgl. Teil I: Abb. 4) ist ebenfalls mit diesem generellen Trend erklärbar. Eine dezidierte Zweiteilung ist in Bohrprofilen nicht erkennbar und nicht überregional verfolgbar. Ein regionaler Spezialfall ist die von LEPLA (1908: 12) für Blatt 5905 Kyllburg notierte Geröllführung im „soc“ (heute: sKS, Tab. 5), die sich von unten her erst allmählich einstellt. Sie kann der recht distalen nördlichen Lage (Abb. 34) und einer minder subsidenten schwelennahen Position zugeschrieben werden (Teil III: Abb. 29).

Mit zunehmendem Baselevel-Anstieg veränderte sich die Art der Sedimentation. Im höheren Teil der Konglomeratischen Serie in der „Westeifel“ („Obere Usch-Schichten“ bei MADER 1981c) erscheinen häufiger vollständige, weitgehend ungekappte fluviatile (Klein-)Zyklen, die auch öfter mal mit Dolomitbröckelbänken beginnen. Gelegentlich zeigen sich mehrere solcher karbonatischen Intraklastkonglomerate übereinander, in Wechsellagerung mit geröllfreien Sandsteinen. Auch kommen häufiger als zuvor geringmächtige Zyklen vor, die nur aus einer basalen Grobschüttung und einem Violetten Horizont bestehen. Manche Zyklen sind fast komplett violett gefärbt. Es dokumentiert sich eine stärkere Häufung von Karbonatanreicherungen – als Dolomitknollen oder fluviatil aufgearbeitet als Dolomitbröckel-Intraklasten – und von violetten Farben. Dies deutet auf eine ansteigende ingressive Beeinflussung des Trier-Luxemburgischen Ablagerungsraumes von Norden her (Kap. 8.2). In den Sandbankablagerungen sind sogar vereinzelte Schrägschichtungsmesswerte mit „gegensinnigen“, südwärtigen Vorschüttungsrichtungen erhoben worden (MADER 1981d, 1981e). Sie könnten auf eine temporäre tidale Beeinflussung hindeuten (Teil I: 57; mehr dazu im Abschnitt zur s7-Folge). Die Küstenlinie war von Norden her langsam immer näher gekommen, der Grundwasserspiegel stand hoch. Eine temporäre Versalzung der Porenwässer und eine peritidale Dolocrete-Bildung zeichnen sich ab (Kap. 8.1: Abschnitt zum Dolomit). Fluviatile Sedimente und einzelne Sebka-Bildungen wechseln sich ab. Nach Norden und Nordosten hin wird der grobklastische fluviatile Charakter der Sedimente schwächer. Die Konglomeratische Serie (sKS) der Spangdahlem-Bohrkerne (Abb. 34) umfasst

eine eher geröllarme sandige Distal- bis Lateralfazies mit oftmals sehr farbintensiven und recht dolomitreichen Violetten Horizonten. In dieser Region besteht eine lithofazielle Ähnlichkeit mit den auflagernden Violetten Grenzsichten (sVGS, Tab. 5).

### **s6-Folge (Grenzbereich Solling-/Röt-Sequenz)**

Die S-Diskordanz mit der Sequenzgrenze B4/B5 liegt noch innerhalb der s6-Folge (Tab. 5, Abb. 40: B4/B5a). Sie unterbricht im Germanischen (Mitteleuropäischen) Becken eine Zeit mit hohem Baselevel, mit transgressiver und stark beckenauweitender Entwicklung. Zuvor hatte der „coastal onlap“ den sämtlicher vorhergehender Buntsandstein-Abschnitte überstiegen (Abb. 39). Über der S-Diskordanz entwickelte sich dann rasch die markante Röt-Transgression.

Ursächlich für die Unterbrechung dieser Hochstandsphase war ein tektonisches Ereignis. In Nord- und Mitteldeutschland sind in diesem Niveau lokale Schichtausfälle von bis zu 40 bis 50 m festgestellt worden (TIETZE & RÖHLING 2013: 257). Als kausale Prozesse wurden Bruchtektonik und Hebung benannt. Die Befunde im Untersuchungsgebiet deuteten auch auf eine einsetzende synsedimentäre Grabenbildung (Teil III: 102f., Abb. 29). Eine bedeutende, alt-angelegte Bruchfläche im variskisch deformierten Sockel wurde erstmals aktiviert, es kam zu einer langgestreckten, schmalen, Rift-ähnlichen Absenkung. Ein plattentektonischer Zusammenhang ist wahrscheinlich. In der Zeit der S-Diskordanz dokumentiert sich nämlich eine wesentliche Umstellung des krustalen Spannungsfeldes (Teil III: Kap. 7.3.3 + 7.3.4 mit Tab. 4). Die Richtung der Extension, also die Ausrichtung der geringsten horizontalen Einengung (schwächste Hauptnormalspannung  $\sigma_3$ ), drehte von Südwest-Nordost wieder zurück nach SSE-NNW. Dies hatte sich bei der strukturellen Bewertung der jeweiligen Subsidenzmuster der s6-Folge und der (frühen) s7-Folge ergeben, sowohl in der Trier-Luxemburger Bucht als auch in der Hessischen Senke. Die tektonischen Kräfte setzten im Röt anders an als noch im Zeitraum der Solling-Sequenz. Eine derart deutliche Veränderung des krustalen Stressfeldes kann durchaus von überregionaler, weit über das Germanische (Mitteleuropäische) Becken hinausgehender Bedeutung gewesen sein.

Unter der Diskordanz (bzw. Sequenzgrenze) liegt der „Paläoboden“ des VH2b (TIETZE & RÖHLING 2013: 257), darüber der sogenannte Thüringische Chirotheriensandstein (TCS). In der Abb. 4.4.2.5-2 bei LEPPER et al. (2013: 114) verzahnt sich der Thüringische Chirotheriensandstein von der Eichsfeld-Altmark-Schwelle nach Westen zur Hessischen Senke und dem Reinhardswald-Trog hin erst mit der Fazies der Tonigen Grenzsichten und dann mit den ganzen hessischen Stammen-Schichten. Letztere würden dann insgesamt zur jüngeren Sequenz gehören. TIETZE & RÖHLING (2013: 257) beschrieben jedoch, in Anlehnung an die Dissertation WEBER (2000), dass die tonig-siltig-feinsandigen Hochflut-Ablagerungen der Stammen-Schichten (smSST, bis 30 m) unmittelbar aus den liegenden Karlshafen-Schichten hervorgehen. Beide Schichteinheiten seien durch einen Anstieg des Vorfluter-Niveaus genetisch unmittelbar miteinander verbunden. Die S-Diskordanz sei daher höher, wohl erst innerhalb der höchsten, dort wieder sandreicheren Meter der Stammen-Schichten zu suchen. Die Diskordanz wäre demnach dort eher unspektakulär ausgeprägt. Dies ist ohne weiteres plausibel. Immerhin handelt es sich bei der Region des Reinhardswalds um eine stark subsidente ehemalige Trogachse, mit sehr hohen smS-Mächtigkeiten (bis 130 m, DERSCH-HANSMANN et al. 2013). Eine Diskordanz muss dort nicht derartig gut erkennbar sein, wie es auf beckeninternen Schwellenzonen oder in Randbereichen der Fall ist.

Im Sedimentationsraum vor der Diskordanz-Entstehungsphase hatte das Baselevel sehr hoch gelegen (TIETZE & RÖHLING 2013: 257). DERSCH-HANSMANN et al. (2013) etwa hatten betont, dass die Ablagerung der Stammen-Schichten mit einem deutlichen Anstieg der Erosionsbasis

verbunden war und dass Erosionsprozesse nahezu zum Erliegen kamen. Entsprechendes – ein starker Anstieg – hatte sich auch in der Baselevel-Kurve von BECKER (2005) aus dem ostdeutschen Bereich des Beckens angedeutet (Abb. 39). In dieser Arbeit war allerdings die Relevanz und die stratigraphische Position der S-Diskordanz nicht berücksichtigt bzw. untersucht worden; die damalige Themenstellung hatte sich auf den vorhergehenden Buntsandstein konzentriert. Möglicherweise liegt die Diskordanz dort in der Thüringen-Westbrandenburg-Senke erst oberhalb der von BECKER verzeichneten geringmächtigen „tonigen Grenzschichten“.

DERSCH-HANSMANN et al. (2013: 402) beschrieben eine Entstehung von stratigraphisch unspezifischen „Chirotheriensandsteinen“ gemeinsam mit den damit verzahnten (tieferen) Stammenschichten in den Randbereichen einer ausgedehnten Sabkha-Landschaft. Tatsächlich war es wohl so, dass weitflächige hochsalinare Sebkaflächen, wie sie dann auch den nachfolgenden Oberen Buntsandstein kennzeichneten (PAUL 2006; Teil I: 13), schon in der oberen Solling-Formation (Solling-Sequenz) existierten. Temporär, bei zyklischen Meeresspiegelschwankungen, verschoben sie sich weit auf die äußerst flachen, sehr gering reliefierten Beckenrandbereiche. Die Faziesgürtel retrogradierten. Auf der Eichsfeld-Altmark-Schwelle sind unmittelbar unter der S-Diskordanz immerhin noch mehrere Dezimeter graugrüne (!) sandige Ton-/Siltsteine erhalten geblieben (LUKAS & WENZEL 1991: Tonige Grenzschichten mit „VH2b“). Bei den halbmonatlich stattfindenden Springfluten und besonders bei Sturmfluten vorgetriebenes, salzreiches, vorkonzentriertes seichtes Meerwasser fand seinen Weg weit randwärts. Dies war vor allem in Zeiten mit kleinzyklischen eustatischen Meeresspiegel-Hochständen sehr effektiv. Spuren davon lassen sich bis nach Süddeutschland und nach Frankreich verfolgen. Auf deutschem Gebiet entstanden die Karneol-Dolomit-Schichten (FREUDENBERGER et al. 2013: 557 + Tab. 8.9-2, RÖHLING et al. 2018). Interessant ist deren Benennung als „Schichten“. Tatsächlich ist es ein eigenes, sukzessiv aufsedimentiertes Schichtglied, wenn auch geringmächtig. Dies zeigt sich etwa in einem Aufschlussprofil bei Karlstadt, wo 4 m Karneol-Dolomit-Schichten als Fining-upward-Zyklus mit deutlichem schichtigen Aufbau erscheinen (FREUDENBERGER et al. 2013: Abb. 8.9-9).

TIETZE & RÖHLING (2013: 255) hatten für diesen Schichtabschnitt noch folgendes notiert: „Im Schwarzwald, wo die Solling-Formation fehlt, wird die Spur der Diskordanz durch die besonders kräftige pedogene Überprägung und Entwicklung des Karneol-Dolomit-Horizontes (VH2) nachgezeichnet. Der Horizont erfasst diskordant unterschiedlich alte Schichten des Buntsandstein, des Zechsteins und Rotliegenden bis zu Gneisen und Graniten des kristallinen Sockels“. Geht man aber davon aus, dass es sich beim Dolomithorizont eben nicht um eine pedogene Bildung handelt, sondern um eine originäre Ablagerung der höheren s6-Folge, so bildet sich tatsächlich eine sukzessive diskordante Überlagerung ab. Im deutsch-schweizerischen Grenzgebiet greift der VH2 auf die Kristallin-Oberfläche. E. NITSCH (in RÖHLING et al. 2018) bezeichnete den „Paläoboden-Komplex VH2“ als „das älteste Sediment der Trias auf Kristallin oder Perm“. Darüber lagert der Plattensandstein des Oberen Buntsandsteins.

Insgesamt zeigt sich eine transgressive bzw. retrogradierende Entwicklung, mit einem markanten Onlap. Eben dieses wurde auch schon von TIETZE & RÖHLING (2013) in den nachfolgenden Worten formuliert: „Hier wird sichtbar, dass sich der Sedimentationsraum des Buntsandstein mit einem kräftigen Onlap der Solling-Sequenz deutlich erweitert hat“.

Möglicherweise dokumentiert sich in diesem so außerordentlich weiten Vorgreifen der höheren s6-Folge eine eigene Sequenz. Sie könnte von der Art sein, wie sie PRATT et al. (1992) für den peritidalen Bereich modelliert hatten (vgl. Kap. 8.1: Abschnitt zur klassischen Sequenzstratigraphie).

Dabei hatte es sich um eine geringmächtige – nur im Meter-Bereich rangierende – vollständige Sequenz dritter Ordnung gehandelt, in der der sehr weit vorgreifende frühe Hochstand-Systemtrakt durch aggradierende Sedimentstapelung faziell besonders betont ist. Nur dieser Abschnitt der Gesamtsequenz liegt der äußeren Beckenrandzone auf.

Eine andere, wohl wahrscheinlichere Möglichkeit zur Erklärung des enorm weiten Vorgreifens der salinaren, peritidalen Fazies im späten s6 ist folgende. Ein globaler eustatischer Meeresspiegelanstieg zur Zeit der Solling-Sequenz wurde im Germanischen Becken durch die tektonische Aktivität im Wechsel s5/s6 (H-Diskordanz) zunächst noch lange Zeit weitgehend konterkariert und in seiner paläogeographischen Auswirkung stark gemäßigt. Die Sequenzgrenze B3/B4 (Abb. 39) war ja bei AIGNER & BACHMANN (1992) derart markiert worden, dass sie im Germanischen Becken deutlich stärker ausfällt als global. Sie zeigt einen äußerst stark zurückspringenden (regressiven) „coastal onlap“. Ursächlich war eine tektonische Anhebung der Gesamtregion. Der nachfolgende Meeresspiegel-Wiederanstieg dieser Sequenz konnte sich deshalb nur verzögert durchsetzen. Erst spät, erst in der oberen Solling-Sequenz B4, konnte er dann schnell und stark fortschreiten und sich am Beckenrand faziell dokumentieren. Sequenzstratigraphisch zeigt sich die „maximum flooding surface“ (mfs) bzw. „zone“ (mfz). Erdgeschichtlich betrachtet war es nur ein kurzer Moment, in dem die Interferenz von Eustasie und Tektonik eine derart weit vorgreifende Transgression erlaubte (Kap. 9). Eine schnelle Regression folgte bald darauf.

Der marin-peritidale Eintrag von Karbonat und anderen Salzen ermöglichte die Dolomitbildung und später dann, bei fortgeschrittener Aufkonzentrierung (Einengung) der Restlaugen, bei sehr hohen pH-Werten, auch die Karneolbildung. Bei DITTRICH (2016a: Kap. 2.2.2 mit Abb. 3 + 4) und in Teil I (Kap. 1.4) sind die einzelnen Vorgänge bereits im Detail dargelegt worden. Der besondere lithofazielle Charakter der weit durchhaltenden Karneol-Dolomit-Schichten (bzw. des K.-D.-Horizontes) konnte sich ausprägen. Außergewöhnliche klimatische Bedingungen haben dabei nicht bestanden (Kap. 8.1: Abschnitt zum Klima mit Abb. 36). Leider sind im süddeutschen, rechts- und linksrheinischen Buntsandstein-Deckgebirge von den früheren Karbonat- und Sulfatgehalten im Sedimentkörper meist nur noch sehr geringe Reste übrig geblieben. Vor allem leichtlösliche Salze und Sulfate sind inzwischen zum größten Teil vom Grundwasser abgeführt worden. Unter größerer Gebirgsüberdeckung sind im rechtsrheinischen Buntsandstein noch Sebka-typische Sulfatknollen unabgelaugt erhalten geblieben (vgl. etwa ORTLAM 1974). Oft sind es aber nur noch die violettfärbenden großen Hämatitkristalle und die verwitterungsresistenten Karneole, die an das damalige – zeitweise hochchalkalische – Milieu erinnern.

Über der S-Diskordanz beginnt die Röt-Sequenz (B5). Sie bezieht noch den geringmächtigen Thüringischen Chirotheriensandstein (TCS) der obersten Solling-Formation mit ein. Dass er die Diskordanzfläche überlagert, ist in Mittel-, Ost und Norddeutschland seit langer Zeit bekannt und gut dokumentiert (vgl. TIETZE & RÖHLING 2013: 257). AIGNER & BACHMANN (1992, 1998) hatten ihn als Tiefstandssediment eines LST (Lowstand Systems Tract) klassifiziert, dieselbe Deutung findet sich bei PAUL (2006: 125; Abb. 39). Ausschlaggebend dafür war das Auftreten von fluviatilen Sandsteinen mit einer (vermeintlichen) pedogenen Überprägung gewesen. Typische Eigenschaften eines starken Tiefstands, wie etwa eingeschnittene Täler (incised valley fills) und/oder eine rein terrestrische Fazies, sind aber meines Wissens nicht vorhanden. Stattdessen ähnelt die TCS-Fazies in vielem der der höheren Solling-Sequenz.

In weiter Verbreitung entwickelte sich nun eine sandige Fazies. Am Rande der Eichsfeld-Altmark-Schwelle (EAS) in Nordost-Hessen etwa folgt über den Violetten Horizonten, den Cal-

crete/Dolocrete-Bildungen und den erwähnten (transgressiven?) graugrünen Feinsedimenten der Tonigen Grenzschichten und des „VH2b“ (B4-Sequenz) ein zwei Meter mächtiger TCS (LUKAS & WENZEL 1991: Abb. 1 + 2). Diese TCS-Abfolgen sind intensiv und weitflächig von Karneolen durchsetzt. Nach PUFF & RADZINSKI (2013: 436) ist auch ein „hellgrauer, braun getüpfelter oder großfleckiger Sandstein („Tigersandstein“)“ charakteristisch. Eine syngenetische, karbonatisch-evaporitische Überprägung in der oben mehrfach geschilderten peritidalen Art ist offensichtlich. LUKAS & WENZEL (1991) hatten im TCS einen raschen, mehrfachen Wechsel der chemischen Zusammensetzung des Porenwassers während der Zementation der Sande und auch primäre Quarz-Porenfüllungen ermittelt. Gipssteinbänke und gipszementierte Sandsteine im Raum Eschwege wurden dem Bildungsmilieu einer Küstensebkha zugeschrieben (LUKAS & WENZEL 1991: 112). Die Karneole im TCS waren schon von LANGBEIN (1974) nach genauen Untersuchungen als randmarine bis litorale Bildungen in weiträumigen, periodisch austrocknenden „flats“ mit hoher Salinität und sehr geringen Wasserständen angesprochen worden. Wesentlich dafür waren u.a. organogene lagige Feinstrukturen der Karneole gewesen, die auf Kalkalgenkrusten – also auf Biolaminite – zurückgehen. Offenbar haben zeitweilig hypersalinare Bedingungen geherrscht. Zusammen mit den aufgefundenen Tetrapodenknochen, den Fährtenplatten von Chirotherien und den Ansammlungen der salztoleranten Bärlappgewächse *Pleuromeia sternbergii* fügt sich dies alles gut in das Gesamtbild einer weiträumigen Küstenlandschaft, die temporären marin-salinaren Flutungen ausgesetzt war.

In strukturtiefen Bereichen, in stärker absinkenden Trogzonen, konnte die fluviatile Sedimentanlieferung mit marinen Vorgriffen interferieren. Im rechtsrheinischen Nord-Süd-Schnittprofil durch das Buntsandstein-Becken ist von TIETZE & RÖHLING (2013: Abb. 7.3-3) in der obersten Solling-Formation des Großraums Kassel eine marine Abfolge gekennzeichnet worden. Diese fazielle Eintragung bezog sich auf eine artenreiche marine Muschelfauna, die von BUSSE & HORN (1978) und HORN (1991) aus dem obersten Abschnitt der Stammen-Schichten in der Hessischen Senke beschrieben worden ist. Von BECKER (1990) war dort auch eine offene und geschlossene Linsenschichtung aufgefunden worden, wie sie vor allem im Gezeitenbereich auftritt. Insofern ist zumindest eine kurze marine Ingression dicht unterhalb Röt-Formation unstrittig (TIETZE & RÖHLING 2013: 237f.).

Das Baselevel lag in der Entstehungszeit des Thüringischen Chirotheriensandsteins hoch, ähnlich wie schon unter der S-Diskordanz. Eine sehr starke Baselevel-Erniedrigung (Regression) hat dort in der Zwischenzeit nicht stattgefunden. Mit derjenigen der H-Diskordanz ist sie überhaupt nicht zu vergleichen. Verändert hatte sich aber das Mächtigkeits- und Verbreitungsmuster der Ablagerungen. Das Hebungs- und Senkungsgeschehen lief anders ab als zuvor. Darin fanden die oben schon erwähnten Stressfeld-Änderungen und Krustenbewegungen ihren Ausdruck. Die (relative) Tiefstandsbildung des TCS hat eine deutlich geringere laterale Verbreitung als der transgressive „VH2“ bzw. die Violette Grenzzone unter der Diskordanz. Nach Süden hin ist der Thüringische Chirotheriensandstein nur noch bis in die Rhön und in den Spessart zu verfolgen (FREUDENBERGER et al. 2013: 557 + Tab. 8.9-2). Weiter proximal fehlt er in der Schichtlücke unterhalb des Plattensandsteins (Oberer Buntsandstein).

Wie stellt sich nun der Grenzbereich sm/so (s6/s7) im linksrheinischen Raum dar? Die saarpfälzische Violette Grenzzone liegt ebenso wie der süddeutsche Leithorizont VH2b und die (tieferen) Stammen-Schichten Hessens (TIETZE & RÖHLING 2013: 257) noch unterhalb der S-Diskordanz (Tab. 5, Abb. 40). Als Hinterlassenschaft eines transgressiven Ereignisses (mfs) weist sie eine sehr weite Verbreitung auf; in der französischen „Zone-limite violette“ findet sie ihre Fortset-

zung nach Südwesten. In dieser Zeitspanne mit einem markanten Hochstand des Baselevels wurden retrogradierend etwas feinere, oft auch glimmerreiche klastische Sedimente abgelagert (Kap. 8.2). Bei temporären weitflächigen seichten marin-salinaren Flutungen der Beckenrandzonen wurden Karbonate ausgeschieden und die klastischen Abfolgen intensiv frühdiagenetisch überprägt und mit Evaporiten durchsetzt. Mehrere Meter des liegenden, noch wenig verfestigten Sedimentkörpers konnten betroffen sein. Durch karbonatgesättigte Grundwässer konnten phreatische Dolocretes entstehen. In der Pfalz sind nämlich auch im Hauptkonglomerat (mittlere s6-Folge) Kugelfelsen anzutreffen (DITTRICH 2014b, 2015, 2016a).

In der regional recht lückenhaften saarländischen Schichtenfolge überlagert die Violette Grenzzone (VG) verschieden alte Abschnitte des Mittleren Buntsandsteins (MÜLLER 1954), es erweist sich ein gewisser „coastal onlap“. Wenn das Hauptkonglomerat ausfällt, liegt die VG direkt auf Äquivalenten der Oberen Felszone (s5). In der nordwestlichsten Pfälzer Mulde, in der Merziger Mulde und in der Region Saarlouis liegt sie auf dem dortigen „sm2“ (MÜLLER & KONZAN 1989), also auf Oberen Karlstal-Schichten (s4). Früher ist diese stratigraphische Situation immer als Resultat einer pedogenen Überprägung des jeweils Anstehenden beschrieben worden (MÜLLER 1954). Sie bildet aber eine transgressive (retrogradierende) Erweiterung des Ablagerungsraumes im höheren s6 und ein Übergreifen der VG-Sedimente ab. Dort, wo das Hauptkonglomerat „an der Erdoberfläche anstand“, erscheinen in der VG gelegentlich auch aufgearbeitete Gerölle. Dies kann lokal sogar bei einem geröllfreien Unterlager der Fall sein (MÜLLER 1954: 181). Sedimentäre Umlagerung bildet sich ab.

Die temporäre Hypersalinität auf der saarpfälzischen Sebkafläche dieser Zeitspanne ist am (reliktischen) Vorkommen von Magnesit zu ermessen. Diese reine Mg-Phase des Karbonats ist von DACHROTH (1988: 324) vermerkt worden. Notiert wurden einzelne oder krustenartig verwachsene magnesitische Karbonatkonkretionen in der tieferen Violetten Grenzzone. Derartige Bildungen werden heute in den sehr weitläufigen, äußerst flachen Küstenzonen am Persischen Golf angetroffen (BUSH 1973). Sie erscheinen in den episodisch von dünnen Wasserfilmen gefluteten porösen Sedimentkörpern im landwärtigen Bereich von Küstensebkhen (vgl. auch DITTRICH im Druck c). Dafür, dass der Dolomit nicht mehr stabil ist und sich sekundär in Magnesit umwandelt, sind sehr hohe pH-Werte ( $> 8$ ) und ein  $Mg^{2+}/Ca^{2+}$ -Verhältnis von weit über 100 erforderlich (vgl. Kap. 8.1: Abschnitt zum Dolomit).

Allmählich kam dann die Absenkung der südlichen Beckenrandzonen zum Erliegen. Die schon dargelegte Stressfeld-Umstellung und die entsprechenden tektonischen Krustenreaktionen des S-Diskordanz-Ereignisses begannen. Es fehlte nun an Akkomodationspotenzial. Es stellte sich die Phase mit „retardierter Sedimentation“ ein, nach der Begriffsprägung von E. MÜLLER. Der Nachschub an seicht-marinen Wässern versiegte. Die vorhandenen Lösungen engten sich ein und sammelten sich in den saarpfälzischen Senken. Dort, in tektonisch vorgezeichneten Arealen höherer Subsidenz, kam es zur Karneolbildung (DITTRICH 2016a: 95f. + Karte der Abb. 4, nach MÜLLER 1954). Diese Karneole können filigrane lagige (organogene?) Feinstrukturen aufweisen, die den von LANGBEIN (1974) beschriebenen sehr ähnlich sind und die vermutlich gleichfalls auf ehemalige Biolaminite in einer Küstensebkha zurückgehen (DITTRICH 2016a: Abb. 3: Karneol vom pfälzischen Hörnchenbergtunnel). Die pH-Werte im Porenraum der Sedimente waren offenbar temporär über 9,5 angestiegen (vgl. FÜCHTBAUER 1988: Abb. 8-2). Dies ermöglichte die Auf- bzw. Anlösung von Quarz, wodurch sich syngenetisch und mehr oder weniger an Ort und Stelle kieselige Porenzemente und Karneole bilden konnten (vgl. Kap. 8.1: Abschnitt zum Klima, Kap. 8.2).

Über der geringmächtigen, erosiv gekappten saarpfälzischen VG (max. 4 m) lagert diskordant der grobklastische Obere Buntsandstein. Ein Äquivalent des Thüringischen Chirotheriensandsteins über der S-Diskordanz fehlt in der Pfälzer Mulde (Lothringen-Pfalz-Senke).

In der Trier-Luxemburger Bucht sind die Violetten Grenzschichten (sVGS) deutlich mächtiger als die VG (VG1, sVG) des saarpfälzischen Gebietes. Die Mächtigkeiten können hier noch bis zu 19 m betragen, trotz der diskordanten Kappung von oben her. Die stärkere Subsidenz dieser Region, die sich schon im vorhergehenden Teil des smh gezeigt hatte, war immer noch wirksam. Auch präsentieren sich die Trier-Luxemburgischen Violetten Grenzschichten ganz unzweifelhaft als eine Schritt für Schritt abgelagerte Sedimentabfolge und nicht als sekundäre Überprägung einer offenliegenden „Landoberfläche“ (Kap. 1.4 + Kap. 8.2). Dies zeigt sich in den Bohrkernen von Spangdahlem (DITTRICH & LICHTENSCHIEDT 2007; Abb. 34) und auch sonst überall im Untersuchungsgebiet. Fazielle und stratigraphische Details zu diesem überregional durchhaltenden Leithorizont (sVGS bzw. VG1, Tab. 5) finden sich in Teil I (Kap. 3).

Der enorme Baselevel-Anstieg der späten Solling-Sequenz führte auch hier zum Onlap, zur Beckenerweiterung nach Westen. Gut belegt ist dies im äußerst proximal gelegenen südwestluxemburgischen Bohrkernprofil Rebiereg (Abb. 34; Teil I: S. 43). Dort greift die VG1 in 4,5 m (reliktischer) Mächtigkeit auf die Devonschiefer des damaligen Hinterlandes über. Sie ist sehr dolomitreich. Auf den Trennflächen des unterlagernden Schiefers erschienen laut Protokoll „karbonatische“ Füllmassen, darüber eine 40 cm starke Dolomitkruste – eine vadose Dolocrete. Es folgen „Dolomitbröckelzonen“ und Konglomerate aus umgelagerten, stark dolomitisch zementierten Schieferplättchen. Rotbraune, grüne und violette Farben treten auf. Extraklasten fehlen. Quarz- und Quarzitzerölle sind erst im auflagernden, typisch entwickelten soZM des Oberen Buntsandsteins enthalten (Tab. 5). Auch auf östlichen Schwellen- und Außenzonen griff die VG1 über. Dies gilt etwa in den Bereichen der Deimlinger Devonschwelle, wo Hauptkonglomerat-Äquivalente ausfallen oder äußerst geringmächtig entwickelt sind.

Der ingressive hochsalinare Eintrag von Karbonat und Sulfat – Halit wohl ebenfalls (Kap. 8.1) – reichte bis nach West-Luxemburg. Gips in der VG1 konnte etwa in Bohrungen bei Bettendorf, Everlange und Koerich nachgewiesen werden (Teil II: Kap. 7.2.2). Oft durchsetzt er auch die unterlagernde Konglomeratische Serie. Beispiele für besonders dolomitreich ausgeprägte Violette Grenzschichten sind die Bohrung Oberweis (Teufe 194,60–190,65 m) und insbesondere die Region Tawern (Abb. 34). Im dortigen Aufschlussprofil Albachtal ist die VG1 knapp 5 m mächtig. Eingeschaltet in sandige „violette Zonen“ enthält sie drei harte, bis 30 cm mächtige mikrokristalline Dolomitbänke (PETERS 1985, Teil I: 43). Diese ehemaligen Karbonatschlammablagerungen haben sich dort unerodiert erhalten können. Anderenorts sind solche Bildungen zu Dolomitbröckelbänken aufbereitet worden (Kap. 8.1: Abschnitt zum Dolomit). Auch in Trier sind neben Dolomitknauern auch Dolomitbänke in der tieferen VG1-Abfolge erwähnt worden (WAGNER et al. 2012: 111).

Karbonat-produzierende Tümpel oder -Teiche (ponds) im höheren Intertidalbereich bilden sich ab, wie sie bei heißem Klima in karbonatischen „Settings“ häufig sind (BECHSTÄDT et al. 1994: 98). In Hochständen entstanden sie periodisch (Parasequenzen?) oder episodisch durch die seichte Flutung der Küstenebenen. Daneben fand wieder Dolomitabscheidung im Sediment (Zemente, Knauern) und die Ausbildung der violettfärbenden Hämatitmodifikationen statt (Kap. 1.4 + 8.2), beides nun in verstärktem Ausmaß. So konnten bunte Sedimentpartien entstehen, die häufig „in bizarren Formen leuchtend violett gefärbt sind“ (vgl. Teil I: 42).

Es dokumentiert sich das maximale Flutungereignis (mfs bzw. mfz) der Solling-Sequenz (Abb. 40). Am Ende der s6-Folge verringerte sich die Schaffung von Akkomodationsraum erheblich. Von den kontinentalen Anhebungen im Zuge des S-Diskordanz-Ereignisses war vor allem der weitläufigen Süd- und Südwestrand des Germanischen Beckens betroffen. Deutsche, französische und luxemburgische Gebiete sind davon erfasst worden. Der höhere Hochstand-Systemtrakt (HST) wurde dort nicht mehr abgelagert bzw. dauerhaft konserviert. Er fehlt unter der S-Diskordanz. Ebenso fehlt der vierte Systemtrakt, der Falling Stage Systems Tract (FSST, vgl. Kap. 8.1: Abschnitt zur klassischen Sequenzstratigraphie, Kap. 9).

Die S-Diskordanz umfasst hier eine erweiterte Schichtlücke. Äquivalente des Thüringischen Chirotheriensandsteins fehlen im gesamten linksrheinischen Raum. Als Tiefstandsbildung (LST) bleibt er auf zentralere Beckenbereiche beschränkt, nach Südwesten zu endet er im Spessart-Gebiet (siehe oben). Erst als das Baselevel wieder anstieg, im Transgressiven Systemtrakt (TST), setzte die Sedimentation bzw. die Sedimenterhaltung im linksrheinischen Untersuchungsgebiet wieder ein, mit den hochenergetisch vorgeschütteten groben Ablagerungen des frühen Oberen Buntsandsteins.

### s7-Folge

Im Beckeninneren konnte sich nun innerhalb der Röt-Sequenz (B5) der Anstieg des Baselevels durch die Röt-Transgression ungehindert weiter fortsetzen. Im Oberen Buntsandstein entwickelten sich die marin-lagunär-peritidalen Abfolgen der Röt-Formation mit ihren mächtigen Steinsalz- und Sulfatlagern (Abb. 39). In beckenzentralen Gebieten machen Evaporite immerhin bis zu 60 % der Mächtigkeit des gesamten Röts aus (LEPPER et al. 2013).

Die Marinität des Röts ist durch sehr zahlreiche Hinweise belegt. Es bestand Anschluss an das Weltmeer. Dies ist vor allem für den unteren Röt belegt (Röt 1+2). Die Schwefelisotope der Sulfate sind nachweislich marinen Ursprungs, die diesbezüglichen Kennwerte entsprechen dem ozeanischen Weltstandard (PAUL 2006, TIETZE & RÖHLING 2013). Im Steinsalz weisen die winzigen Flüssigkeitseinschlüsse typisch marine Zusammensetzung auf (KOVALEVYCH et al. 2009). Diese Tatsache belegt die unmittelbare marine Abkunft der Laugen und somit auch eine kontinuierliche Anbindung an das Weltmeer. Auch der Fossilbestand ist dahingehend eindeutig. Die marine Muschel *Costatoria costata* ist das Leitfossil des Röts, im Beckeninneren setzt sie schon in den Basislagen des Röt 1 ein (RÖHLING 2013: 363). Im unteren Röt 1 der hessischen Bohrung Borken K47 fanden sich planktonische Acritarchen (u.a. *Veryhachium*, DOUBINGER & BÜHMANN 1981).

Insgesamt herrschten im Beckenraum marin-lagunäre, also eingeschränkt marine Verhältnisse. Randwärts schlossen sich extrem ausgedehnte Sebkenflächen an, ein Faziesgürtel von 100–300 km Breite (PAUL 2002, 2006). Dies waren keineswegs rein terrestrische Playas (Tonebenen), sondern peritidale, vor allem supratidale Environments. Die sehr starke salinar-marine Prägung der dort gebildeten feinschichtigen, karbonathaltigen Feinsedimente erweist sich nicht unmittelbar makroskopisch, sondern oft erst nach eingehender karbonatpetrographischer und tonmineralogischer Untersuchung. Für die hessische Referenzbohrung Borken K47 liegen solche Daten vor (BÜHMANN & RAMBOW 1979). Die dortigen Röt 1-Sedimente sind quasi durchgehend feinschichtig, grau oder graugrün gefärbt. Sulfatgehalte sind häufig. Im erweiterten Mittelteil dieser Abfolge erscheint Magnesit, das reine  $Mg^{2+}$ -Karbonat, in zahlreichen Horizonten, oft anstelle von Dolomit. Magnesit ist charakteristisch für hochsalinare Küstensebken (vgl. BUSH 1973, DITTRICH 1982, 1989a, im Druck c; Teil I: Kap. 4.4). Durch die intensive Ausfällung von

Kalziumsulfat konnte sich dort die  $Mg^{2+}$ -Konzentration in den Restlösungen enorm erhöht haben (Kap. 8.1). Auffällig ist ferner, dass das Tonmineral Corrensit häufig über 50 % der Tonfraktion ausmacht. Dieses 14 Å-Wechselagerungsmineral bildete sich synsedimentär – nicht etwa erst diagenetisch (diesbezügliche Befunde bei DITTRICH 1982: 91) – in salinarem,  $Mg^{2+}$ -reichem Milieu durch eine konstruktive Transformation von degradiert angeliefertem klastischen Tonmaterial (LUCAS 1962, MILLOT 1970). Es offenbart sich die periodische oder episodische seichte marin-salinare Flutung eines äußerst ebenen Küstengürtels. Supratidalbereiche werden ja bei den halbmonatlich stattfindenden Springfluten und vor allem bei gelegentlichen Sturmfluten überschwemmt.

Im Röt 2 ist die marine Prägung des Milieus oft noch klarer zu erkennen. Auf der Eichsfeld-Altmark-Schwelle sind in mehreren Röt 2-Niveaus nicht bloß Ooide, sondern auch Foraminiferen und marine Muscheln enthalten (PAUL 2006: 116, Fig. 5). Auch im unteren Röt 2 von Thüringen (Göschwitz-Subformation) wird dies deutlich. Zu Beginn erscheinen graue Tonmergelsteine mit Einschaltungen von fossilführenden Dolomiten, u.a. mit der marinen Muschel *Costatoria* („*Myophoria*“) *costata*, die für die ältere stratigraphische Bezeichnung Myophoriendolomite nennengebend war. AIGNER & BACHMANN (1992: Fig. 3) hatten im „Myophorien-Dolomit“ des Röt 2 das Maximum der Marinität im gesamten Röt rekonstruiert („maximum flooding surface“). Im thüringischen Röt 2 fanden sich außerdem der stenohaline Ceratit *Beneckeia* und das typisch marine Spurenfossil *Rhizocorallium* (*Rh. jenense* und *commune*). Auch marine Reptilien sind nachgewiesen (LEPPER et al. 2013: 131).

Die Gesamtassoziation mit ihren zahlreichen vollmarinen Merkmalen erinnert an den Muschelkalk. Auf fazielle Analogien vom Röt zum Zechstein hatten schon LEPPER et al. (2013: 124) hingewiesen. Manches andere – so etwa die Corrensit-Gehalte, die Sulfate und die Salzlager – erinnert ebenfalls an Abschnitte des Muschelkalks und auch an den marin-lagunär entwickelten tieferen Mittelkeuper der Trier-Luxemburger Bucht (km1P, vgl. DITTRICH 1989a). BACKHAUS et al. (2013: 153) hielten im Röt zwei Biozonen mit speziellen Mollusken (u.a. Ceratiten) und Echinodermen (!) aus. Die erste umfasst die Subfolgen s7-2 bis s7-3, die zweite die Subfolge s7-4 bis in die m1-Folge hinein. Tatsächlich sind auch im höheren Röt zumindest noch kurze transgressive Ereignisse belegt (TIETZE & RÖHLING 2013: 258 und Abb 7.3-3). Im mittleren Röt 3 stehen dafür die Subundatus-Bank und die grüne Abfolge des sogenannten „Doppelquarzits“, dessen Unterbank *Costatoria costata* führt (LEPPER et al. 2013: 134). Im Röt 4 sind es u.a. die Muschel *Myophoria vulgaris* in der Dornburg-Subformation von Thüringen und wieder Foraminiferen auf der Eichsfeld-Altmark-Schwelle (mittleres Röt 4, PAUL 2006). Überdies belegen die Kennwerte der Schwefelisotope aus den Anhydritknollen im Röt 2, 3 und 4 den marinen Ursprung der Sulfate (PAUL 2006). DOUBINGER & BÜHMANN (1981) vermerkten vereinzelte planktonische Acritarchen (u.a. *Veryhachium*) in drei Niveaus des unteren Röt 3 in der Bohrung Borken. Im Röt 4 kamen in zwei von vier beprobten Niveaus neben Acritarchen auch Foraminiferen vor. Auf der Eichsfeld-Altmark-Schwelle erscheinen im Röt 4 zahlreiche kompakte Gipssteinbänke, abseits davon können fossilführende Dolomitbänke und zum Teil hohe Gipsgehalte in Form von Knollen vorkommen (DERSCH-HANSMANN et al. 2013).

Die salinare Lösungsfracht stammte nachweislich aus dem Weltmeer. Es existierte also ein direkter hydrologischer Anschluss. Marine Organismen fanden Zutritt. Dies bedeutet aber auch, dass der Vorfluter im Beckeninneren gleichbedeutend war mit dem globalen Meeresspiegel. Das eustatisch vorgegebene Meeresspiegel-Niveau war die absolute Erosionsbasis der germanischen s7-Folge.

Nun zur Sequenzstratigraphie der s7-Folge. Der in sich lithologisch sehr inhomogen aufgebaute Röt (Röt 1 bis 4 bzw. Unterfolge s7-1 bis s7-4) ist nicht immer leicht sequenzstratigraphisch zu bewerten (vgl. dazu AIGNER & BACHMANN 1992: 120, PAUL 2006: 125). Von AIGNER & BACHMANN (1992, 1998) war der Bereich bis zur Röt 4-Basis ursprünglich als eine durchgehende Sequenz verzeichnet worden. Es ist die Röt-Sequenz (B5 bei TIETZE & RÖHLING 2013). Deren Basis lag schon in der obersten Solling-Formation, mit dem Thüringischen Chirotheriensandstein als Tiefstandssediment (LST). Darüber wurden ein Transgressiver Systemtrakt (TST) und dann – ab dem Myophoriendolomit des Röts 2 als mfs – ein Hochstand-Systemtrakt (HST) ausgewiesen (Abb. 39). Der Rötquarzit und seine beckenwärtigen feinkörnigen Äquivalente zählen dann schon zur nächstjüngeren Sequenz, der Oberröt-Muschelkalk-Sequenz (M1) bei TIETZE & RÖHLING (2013). Die entsprechende Sequenzgrenze (B5/M1) fällt mit der G-Diskordanz zusammen.

Ein deutlich verändertes Gliederungskonzept wurde dann von PAUL (2006) vorgelegt. Darin war dem transgressiven Röt 2 eine eigene Sequenz zugeordnet worden (Abb. 39). In Südniedersachsen (Bohrung Bockenem 100A) umfasst sie nur das Röt-2-Steinsalz („Upper Röt halite“) als HST und die darunterliegenden, vorwiegend karbonatisch-tonigen Lagen als TST. Die nachfolgende Oberröt-Muschelkalk-Sequenz begann bei PAUL (2006) schon mit dem Röt 3. Aufgebaut durch mächtige Staubdünen-Ablagerungen (Lunettes) sollte er den Tiefstand-Systemtrakt dieser jüngeren Sequenz darstellen. Insgesamt resultierte eine sequenzstratigraphische Dreigliederung des (erweiterten) Oberen Buntsandsteins. In Abb. 39 ist dem durch die weiter differenzierte Symbolik von B5a, B5b und M1 Rechnung getragen worden.

Auch dieses Modell ist inzwischen revidiert worden, durch TIETZE & RÖHLING (2013). In deren Ausführungen zur Sequenzstratigraphie sind die klassischen Systemtrakt-Bezüge vermieden worden. Stattdessen fand der neutralere Baselevel-Zugang Verwendung (Kap. 8.1). Vor allem sind aber die faziell abgebildeten Trans- und Regressionen im Röt als Baselevel-Schwankungen textlich dargelegt worden. Mehrere kurze Meeresvorstöße wurden benannt.

Dem Röt 1 ist dabei eine Zweigliederung durch einen zwischenzeitlichen Niedrigstand des Baselevels zugeschrieben worden (TIETZE & RÖHLING 2013: 258). Die nachfolgende Transgression habe dann wieder Halitlager und Gipse hinterlassen. Diese Annahme einer intermittierenden Regression hatte sich auf Untersuchungen von DERSCH-HANSMANN et al. (2010) an der nordhessischen Bohrung Fürstenwald gestützt. Diese liegt in der zentralen Hessischen Senke, wenig nordwestlich von Kassel und gut 30 km nördlich der Bohrung Borken K47 (vgl. Abb. 35). Die betreffende Baselevel-Schwankung unterteilt wohl zwei Zyklen niederer Ordnung. Es kann sich um ein regionales Phänomen im Osten gehandelt haben, bedingt durch Subsidenzschwankungen. Davon abgesehen ist auch von DERSCH-HANSMANN et al. für den mittleren und höheren Röt 1 eine übergeordnete Entwicklung vom TST zum HST beschrieben worden. Eine sehr großräumige Regression inmitten des Röt 1 zeigt sich auch nicht in der Lithostratigraphie im Beckeninneren (DSK 2013). Die s7-1-Unterfolge ist dort generell dreigliedert: Röt 1- bzw. Vitzenburg-Basis-anhydrit, -Steinsalz und -Deckanhydrit. Ein zwischenzeitliches regressives Ereignis bildet sich in dieser Gesamt-Abfolge nicht ab; ein solches fehlt auch in den überregionalen Ausdeutungen von PAUL (2006). Zuunterst kann örtlich ein Basistonmergel ausgehalten werden. Letzterer kann Feinsand-führend und (tidal) flaser- oder rippelgeschichtet, dunkelgrau und mit eingeschalteten Karbonatlagen ausgebildet sein (erbohrt bei Berlin, RÖHLING 2013: 363). Das marine Leitfossil des Röts, *Costatoria costata*, ist darin bereits enthalten. Ganz offensichtlich ist der Röt 1-Basistonmergel ein Transgressionshorizont (ts, Abb. 40).

Das Salzlager kann bei ungestörter Lagerung etwa 150 m mächtig werden. Insofern dokumentiert sich eine recht stabile marin-lagunäre Situation. Im niedersächsischen Becken lässt sich im mittleren bis höheren Teil des Steinsalzlagers eine zyklische Interngliederung erkennen, abgesetzt durch drei zwischengeschaltete Anhydrit-/Tonmittel (RÖHLING 2013: 366). Dies erinnert an die aggradierende Stapelung von Parasequenzen, wie sie in Hochstand-Systemtrakten häufig vorkommt (HST, vgl. Kap. 8.1: Abschnitt zur klassischen Sequenzstratigraphie). Der Transgressive Systemtrakt dieser B5a-Sequenz wäre demzufolge in der Abfolge darunter zu suchen (Abb. 40). So war es auch von PAUL (2006: Fig. 2) verzeichnet worden.

Die Regression und das progradierende Vorgreifen fluviatiler Sedimente im obersten Röt 1 (TIETZE & RÖHLING 2013: 258 + Abb. 7.3-3) passt zum späten HST bzw. zum FSST (Falling Stage Systems Tract, Kap. 9). DERSCH-HANSMANN et al. (2010: Abb. 8) hatten im Grenzbereich Röt 1/Röt 2 immerhin eine „deutliche Regression“ vermerkt. Interessant ist, dass die Sequenzgrenze B5a/B5b nach bisheriger Kenntnis nicht mit einer tektonischen Diskordanz verknüpft gewesen war. Dies hatte erst einmal impliziert, dass sie ein rein eustatisch bedingtes Phänomen darstellt (mehr dazu später).

Die nachfolgende B5b-Sequenz, die im Röt 2 begann, ist deutlich transgressiv. TIETZE & RÖHLING (2013: 258) notierten einen Baselevel-Anstieg und eine retrogradierende Entwicklung. Die marinen Anklänge der Röt 2-Litho- und Biofazies sind oben bereits skizziert worden. Marin geprägte, fossilführende und teilweise oolithische Röt 2-Abfolgen lagern der Eichsfeld-Altmark-Schwelle auf (PAUL 2006: Fig. 5). Sie vertreten wohl schon den Transgressiven Systemtrakt (TST) der B5b-Sequenz. Ein Tiefstand-Systemtrakt (LST) war nach der Darstellung von PAUL generell nicht auszumachen gewesen. In der nordhessischen Bohrung Fürstenwald – im Trogbereich und auch schon relativ weit nördlich positioniert – ist er aber erkennbar (DERSCH-HANSMANN et al. 2010).

Der von PAUL (2006: Fig. 5; Abb. 39) ursprünglich dargestellte, auffällig geringe landwärtige „Coastal onlap“ der neuen Rötsequenz war nicht hinreichend belegt. Die Details der Korrelation zum südlichen und südwestlichen Proximalbereich des Beckens waren im Jahr 2006 noch wesentlich weniger gut bekannt als heute. Tatsächlich war der Wissensstand zum randwärtigen Übergreifen damals noch sehr ambivalent (diesbezügl. Darstellung bei PAUL 2006: Fig. 12). Hinzu kommt, dass die wieder neu ansetzende Sequenz B5b nicht schon an der Röt 2/Röt 3-Grenze endet. Der Baselevel-Anstieg des Röt 2 setzt sich nämlich noch bis in den Röt 3 hinein fort (TIETZE & RÖHLING 2013: 258). Erst im höheren Teil dieser Unterfolge erscheinen die von PAUL (2002, 2006) beschriebenen Äolianite. Im Nord-Süd-Schnittprofil von TIETZE & RÖHLING (2013: Abb. 7.3-3) sind die Abschnitte so2+so3 (Röt 2 + Röt 3) gemeinsam als Abfolge von Sebka-Sedimenten gekennzeichnet worden. Zum Top hin greifen in den Beckenrandzonen im Norden und Süden terrestrische (fluviatile + äolische) Sedimente immer mehr vor. Erst jetzt dokumentiert sich eine starke regressive (progradierende) Tendenz, wie sie für einen höheren Hochstand-Systemtrakt typisch ist.

Die B5b-Sequenz umfasst also die s7-2-Unterfolge und auch noch die s7-3-Unterfolge. Besonders gut zeigt sich dies in der Bohrung Borken K47, wo die stark salinar beeinflussten Tonmineralspektren mit einem erheblichen Corrensit-Anteil noch eine größere Profilstrecke hinwegreichen über die damals nach der Gesteinsfarbe gezogene Röt 2/Röt 3-Grenze (vgl. BÜHMANN & RAMBOW 1979: Tafel 1). Das Aussetzen von Corrensit findet erst etwa 9 m höher statt. Höher erscheinen dann über 31 Profilmeter hinweg nur noch typisch detritische Tonmineral-Assoziationen. Zuvor hatte offenbar noch ein marin-salinarer, stark aufkonzentrierter Wasserkörper existiert,

in dem das klastische Tonmaterial konstruktiv umgebaut („transformiert“, LUCAS 1962, MILLOT 1970) werden konnte. Eine analoge tonmineralogische Entwicklung hat sich später im Mittleren Muschelkalk und im tieferen Mittelkeuper des Trier-Luxemburgischen Beckenraums vollzogen (DITTRICH 1982, 1989a, WAGNER 1982, 1989). Die Karbonatphase Magnesit, deren Bildung eine äußerst ebene Küstenmorphologie erfordert (BUSH 1973, DITTRICH 1989a, im Druck c; Kap. 8.1), fehlt im Gesteinsbestand des höheren Röt von Borken, im Gegensatz zum Röt 1 (BÜHMANN & RAMBOW 1979, DOUBINGER & BÜHMANN 1981). Stattdessen erscheint im Röt 2 und tiefen Röt 3 sehr viel Dolomit, gelegentlich sogar als Hauptbestandteil der Gesteine.

Im hessischen Sebka-Umfeld bildet sich also oberhalb der Röt 1/Röt 2-Grenze eine stärker differenzierte Beckenmorphologie ab. Auch die verminderte laterale Verbreitung, die veränderte chemische Zusammensetzung und die deutlich geringere Mächtigkeit des Oberen Röt-Salinars (PAUL 2006) könnte auf ein verändertes Subsidenzmuster hindeuten. Es ist wahrscheinlich, dass sich das im Südwest-Teil des Beckens gut auszuhaltende tektonische Ereignis der K-Diskordanz (Teil III; Tab. 5) auch noch weiter nordöstlich ausgewirkt hatte, nämlich durch die Herausbildung einer etwas anders gestalteten Beckenkonfiguration (Abb. 40). Dieser Bewegungsimpuls könnte es dann auch mit sich gebracht haben, dass die Tiefstandssedimente des LST auf der Eichsfeld-Altmark-Schwelle fehlen.

Später, innerhalb der s7-3-Unterfolge, geschah dann ein Baselevel-Abfall (TIETZE & RÖHLING 2013), eine Regression. Die marine Beeinflussung der Küstenrandbereiche ging zurück. Auf den weiträumigen hessischen Sebkaflächen wurden terrestrische Staubdünen-Sedimente akkumuliert. Es sind einige Zehner Meter mächtige, rotbraune, massig-strukturlose Dünensedimente. Als „Paläolöss“-Ablagerungen enthalten sie verwehte Dolomit- und Sulfatpartikel. PAUL (2002, 2006) wertete diese äolischen „Mudstones“ als Tiefstandssedimente eines Lowstand Systems Tract (LST). Im Bohrprofil Borken zeigen sie eine rein detritische Tonmineral-Assoziation mit einem dominierenden Illit und etwas Chlorit (vgl. BÜHMANN & RAMBOW 1979: Tafel 1). Sie bilden die fortgesetzt progradierende Tendenz der späten B5b-Sequenz ab, mit einem Vorrücken des klastischen Randsaums von den Hinterländern. Bezogen auf einen Meeresspiegel-Zyklus und auf Systemtrakte entsprechen sie dem späten HST (Abb. 40) und vielleicht auch noch dem FSST (Kap. 9).

Das Maximum der Regression bildet dann der „Borkener Sandstein“ ab. Möglicherweise über einer unerkannten kleinen Schichtlücke gelegen, leitet er das obere Viertel der genannten Abfolge mit rein klastischem Tonmineralbestand ein. Als LST gehört er bereits zur Oberröt-Muschelkalk-Sequenz M1 (Abb. 39). Er ist ein stark progradierter (regressiver) Röt 4-Basis sandstein. Anders als noch bei BÜHMANN & RAMBOW (1979) verzeichnet, wird die Röt 3/Röt 4-Grenze im Borken-Profil heute nicht mehr am Farbwechsel Rotbraun/Violettrotbraun gezogen, sondern ca. 10 m höher (ca. Teufe 100 m), unter dem Borkener Sandstein (LEPPER et al. 2013: 132).

Die Sequenzgrenze B5b/M1 ist tektonisch bedingt (TIETZE & RÖHLING 2013: 258). Sie fällt mit der G-Diskordanz zusammen (Abb. 40). Darüber setzt die Gleina-Subformation der s7-4-Unterfolge ein (Teil III: 135f.). Der Meeresspiegel (das Baselevel) stieg allmählich wieder an. Die zentrale Hessische Senke wurde wieder zu einer evaporitischen Sabkha-Ebene mit vorwiegend feinschichtigen Peliten (TIETZE & RÖHLING 2013). In der Referenzbohrung Borken K47 ist die „transgressive surface“ (ts) des beginnenden TST gut auszumachen (bei BÜHMANN & RAMBOW 1979: Tafel 1: am Wechsel 3./4. „Folge“). Völlig unvermittelt setzt dort der Corrensit wieder ein, mit 42 % der Tonfraktion. Darüber bildet sich in gut 15 Profilmeter die zyklisch ansteigende marin-lagunäre Beeinflussung des Küstenrandbereichs ab, im variierenden Gehalt an Corrensit

und an Smektit.  $Mg^{2+}$ -reicher Smektit ist die tonmineralische Vorstufe bei der transformativen Corrensit-Bildung (LUCAS 1962, MILLOT 1970, DITTRICH 1982). Darüber, über 64 m hinweg, dominiert dann Corrensit völlig. Er kann nun bis 87 % des Tonmineral-Bestands ausmachen.

Der Röt 4 oberhalb des Basissandsteins (LST) wird generell als tieferer Abschnitt eines Transgressiven Systemtrakts (TST) gewertet, der bis in den Muschelkalk hineinreicht. So ist es bei AIGNER & BACHMANN (1992, 1998) und PAUL (2006; Abb. 39) übereinstimmend dargestellt worden. Zahlreiche marine Bio- und Lithofaziesmerkmale bekräftigen dies (siehe oben).

Wie gestaltete sich nun die s7-Sedimentation in der Beckenrandregion? Der Obere Buntsandstein greift dort mit einem deutlichen Onlap weit nach Süden und nach Südwesten über. Rechtsrheinisch entstand die baden-württembergische Plattensandstein-Formation. Sie überschreitet das Verbreitungsgebiet des Mittleren Buntsandsteins und übergreift im schweizerischen Hochrhein-Gebiet das kristalline Grundgebirge der Vindelizischen Schwelle (NITSCH et al. 2017: Abb. 12 + 14). Für den linksrheinischen Raum ist die Ausdehnung des Oberen Buntsandsteins innerhalb Frankreichs in Teil III (Kap. 7.3.2 mit Abb. 26) schon detailliert dargelegt worden. Zugrunde gelegen hatten die Darstellungen von BOURQUIN et al. (2006); teilweise sind sie diskutiert und relativiert worden. Zweifellos ist es aber auch dort zu einem weiten Übergreifen über die bisherigen Beckengrenzen gekommen. Ein verändertes Subsidenzmuster im Zusammenspiel mit der Röt-Transgression war die Ursache.

Nach der Fazies-Signatur im Nord-Süd-Schnittprofil von TIETZE & RÖHLING (2013: Abb. 7.3-3) ist der Obere Buntsandstein südlich des Spessarts weitestgehend fluviatil und nur teilweise „lakustrisch“ geprägt. Im baden-württembergischen Plattensandstein ist eine wechselnde Anzahl nicht überregional korrelierbarer „fossiler Bodenbildungen“ enthalten (DSK 2013, NITSCH et al. 2017: Abb. 2: „Violette Horizonte, Dolomitbröckelbänke“). Sie entsprechen den zahlreichen Violetten Horizonten (Kap. 8.2) in den linksrheinischen Zwischenschichten. Auch sie bilden die anhaltende Anrainerschaft des Röt-Meeres im Norden ab, mit seinen zyklischen Meeresspiegelschwankungen. Tidale Gefügemerkmale wie Herringbone-Schrägschichtung und sonstige bipolare Schüttungsrichtungen (Teil I: Kap. 4.1) können auch im Plattensandstein vorkommen (MADER & TEYSSEN 1985: 43).

Die süddeutschen und lothringischen Onlap-Bedingungen entsprechen denen im Trier-Luxemburgischen Untersuchungsgebiet, wo ein gewisses Übergreifen des Oberen Buntsandsteins über die Ardennen erwiesen ist (Teil III: Kap. 7.3.2). MEYER (1994) war dahingehend noch weiter gegangen. Er hatte vermutet, dass nun das gesamte linksrheinische Schiefergebirge Ablagerungsraum gewesen sein könnte. Für Kernareale der Ardennen und des Hunsrücks mit seinem Südwest-Sporn der Siercker Schwelle ist dies aber eher nicht anzunehmen. Eine damalige Anbindung an das Germanische Becken vom Trierer Becken aus nach Nordosten ist nicht unwahrscheinlich, aber (derzeit) nicht zu belegen. Von erheblicher Bedeutung für die paläogeographische Anbindung an den marinen Wasserkörper im Beckeninneren war aber ganz zweifellos die erweiterte Eifeler Nord-Süd-Zone im Norden. Damals hatte es sich um eine sehr breite Depression gehandelt, die weit über die heute erkennbare Eifeler Nord-Süd-Zone hinausreichte (DITTRICH in Vorb. a). Das heutige Kartenbild, das eher an eine schmale, talartige Verbindungsbahn denken lässt, resultierte erst aus der späteren, känozoischen Anhebung des Rheinischen Schildes (Teil III: 77).

Für die Zeit des Oberen Buntsandsteins (s7-Folge) ist ein unmittelbarer hydrologischer Anschluss nach Norden durch die Fließrichtung der Flüsse sicher belegt; in der Vielzahl der Schrägschich-

tungsmesswerte von MADER (1979–1992) bildet sich dies generell ab. Gesichert ist auch, dass der s7 der Trier-Luxemburgischen Region weitaus höhere Evaporit-Gehalte aufweist als der der Pfälzer Mulde, die ja im Gesamtbecken deutlich weiter südlich angesiedelt war. Zudem erscheinen einzelne tidale Gefüge-Merkmale. Tatsächlich weisen die bei PRATT et al. (1992) und PURSER (1973) abgebildeten Beispiele für peritidale Sedimentationszyklen, ob nun klastisch oder evaporitisch dominiert, einige Parallelen zu Faziesmerkmalen auf, wie sie im Oberen Buntsandstein des Untersuchungsgebietes gelegentlich aufgefunden werden können. Zur Erinnerung: Die Grundwässer aus dem luxemburgischen (Oberen) Buntsandstein sind wegen ihrer manchmal enormen Sulfatkonzentrationen und oft auch wegen ihrer Kochsalz-Gehalte für die Trinkwassergewinnung meist völlig untauglich (Teil I: Kap. 4.5; Kap. 8.1: Abschnitt zum Halit). Ein genetischer Zusammenhang zu den mächtigen Evaporiten und Salzlagern in den Niederlanden und in der südlichen Nordsee (RÖHLING & LEPPER 2013: Tab. 3.2-1) ist da überaus wahrscheinlich. Die Südlinie der Salzverbreitung im Röt (Teil I: Abb. 2) ist denn auch zur Eifeler Nord-Süd-Zone hin deutlich ausgebuchtet. Ähnliches gilt für die enorme Dolomit-Anreicherung, die sich im Verwitterungsbereich in der Existenz einer „Tigersandstein“-Fazies niederschlägt (Kap. 8.1). Schon LUCIUS (1948) hatte eine „reichliche Dolomitbildung“ bei der Zwischenschichten-Ablagerung in Luxemburg beschrieben (Teil I: Kap. 1.2). Auch dies resultierte aus einer von Norden her zugeflossenen Lösungsfracht.

Bei temporären Hochständen des dort angeschlossenen Meeres verwandelte sich die weitflächige fluviatile Randregion (alluvial plain) kurzfristig in eine peritidale Küstenzone (coastal plain). In derartigen transgressiven Episoden lag das Baselevel besonders hoch, die Faziesgürtel retrogradierten. In diesen Zeiten ist es im südlichen Flusssystem dementsprechend zu einem Rückstau gekommen. Dies hat dann zu einem veränderten fluviatilen Stil, zu deutlich verringerten Strömungsgeschwindigkeiten und zu einer flächenhaften Kornverfeinerung geführt (Teil II: Kap. 6.5). In Teil II (Kap. 6.1) sind bereits horizontbeständige Anreicherungen von (tonigen) Feinsedimenten im Nordteil der Trier-Luxemburger Bucht beschrieben worden. Ihrer stratigraphischen Position nach stellen sie wohl südwärtige Ausläufer der mächtigen Profilabschnitte in Schluff-Ton-Fazies dar, die in der Nordeifel eingeschaltet sind (bei MECHERNICH, DITTRICH in Vorb. a). Zum Teil können es Relikte von Sebken, also von randmarinen Salztonebenen sein.

BINDIG & BACKHAUS (1995: Abb. 31) haben ein Korrelationsmodell der rechts- und linksrheinischen Röt-Abfolgen publiziert, vom Beckeninneren zur proximalen so-Schichtenfolge in der (Saar-)Pfalz und in den Nordvogesen. Dieses Modell ist inzwischen veraltet. Es entstand vor den sequenzstratigraphischen Untersuchungen von PAUL (2006), bei denen der terrestrische, regressive Charakter der Röt 3-Äolianite herausgestellt worden war. Die daraus resultierende sequenzielle Dreigliederung des Röts war 1995 noch nicht bekannt gewesen. BINDIG & BACKHAUS hatten damals noch vier vollständige genetische Rötzyklen vorausgesetzt. Röt 2 und 3 waren mit den Unteren und Oberen Zwischenschichten korreliert worden, Röt 4 mit dem Voltziensandstein. Die salzreichen Röt 1-Abfolgen sollten sich proximal im Hauptkonglomerat der Solling-Formation (s6-Folge) fortsetzen. Diese Parallelisierung – zumindest diejenige unterhalb des Röt 4 – kann hier nicht bestätigt werden (Tab. 5, Abb. 40).

Die tektonische Steuerung des Sedimentationsgeschehens hat im gesamten Oberen Buntsandstein der Randzonen eine wichtige Rolle gespielt. Im Trier-Luxemburgischen Untersuchungsgebiet fanden in dieser Zeitspanne drei große Vorschüttungsereignisse statt. Sie zeigen sich an der Basis der Zwischenschichten, an der Basis der oberen Zwischenschichten und an der Basis des Voltziensandsteins. Jedes Mal entstanden im Westteil des Beckens Konglomerate und Sandsteine, die sich nach Osten bzw. Norden allmählich verfeinern. Bei den speziellen Faziesmustern be-

stehen aber klare Unterschiede. Die größte und mächtigste Proximalfazies ist mal im Westen, mal im Südwesten und mal im Nordwesten entwickelt (Teil II: Kap. 6.5; Teil III: Kap. 7.3.2, Abb. 29). Jeder dieser Zyklen bzw. Sequenzen soll in den nachfolgenden Textteilen zusammenfassend erläutert werden.

### **s7-Folge (s7-1-Unterfolge)**

In diesem Zeitabschnitt entstand im Untersuchungsgebiet der Tiefere Obere Buntsandstein (sot). Er umfasst den unteren Teil der Zwischenschichten. Im Trierer Becken, im Saargau und im saarpfälzischen Bereich sind dies die Unteren Zwischenschichten (soZ1 bzw. so1u), im Bitburger Becken und in der Eifeler Nord-Süd-Zone („Westeifel“ bei MADER 1979–1992) sind es die Malbergweich-Schichten (soZM; Tab. 5).

Charakteristisch für die stratigraphische Einheit des sot war ein starkes Vorschüttungsereignis von Westen her. Vom gallo-ardennischen Westrand des Beckens wurde grobes Geröllmaterial zugeführt. Gleichzeitig sind von Südwesten und Süden Glimmer- und Feldspat-reichere „gallische“ Sande angeliefert worden. Dort existierte ein ehemaliges Liefergebiet mit Magmatiten. In den vorhergehenden Teilen II und III (mit Abb. 26 und 29) dieser Gesamtpublikation ist dieses Szenario detailliert hergeleitet und dargelegt worden, mit aufgeschlüsselten Materialbeschreibungen, Faziesgradienten und Mächtigkeitsverteilungen. Das Subsidenzmuster und das Ablagerungsgeschehen des sot waren von dem des unterlagernden Höheren Mittleren Buntsandsteins (smt, s6-Folge, Tab. 5) deutlich verschieden. Ursächlich war ein völlig andersartiges krustales Spannungsfeld. Bei diesem Stressfeld-Wechsel war in der späten s6-Folge zu den tektonischen Verstellungen der S-Diskordanz gekommen. Diese Thematik ist in Teil III (Kap. 7.3.2 bis 7.3.4, Tab. 4) ausführlich behandelt worden.

Im Westteil des Untersuchungsgebietes entstanden daraufhin im sot zyklisch gegliederte Ablagerungen von verflochtenen Flussläufen. Die anfänglichen Grobschüttungen schwächten sich nach oben langsam ab, die Sandsteine an der Basis der Kleinzyklen verfeinern allmählich. Etwas distaler, im erweiterten Bereich der Eifeler Nord-Süd-Zone wurde das Ablagerungsmilieu der Malbergweich-Schichten als das von sandtransportierenden, moderat bis schwach verflochtenen Flüssen bis hin zu mäandernden Strömen gekennzeichnet (MADER 1983a). Dieser Schichtabschnitt ist dort im Vergleich zum hangenden Teil der Zwischenschichten (Kyllburg-Schichten, Tab. 5) im Durchschnitt etwas feinkörniger, auch zeigen sich vollständigere fluviatile Kleinzyklen mit besser erhaltenen Violetten Horizonten (MADER 1981c).

Im benachbarten Beckenraum im Norden, im heutigen Bereich der südlichen Nordsee (Süd-England) und der Niederlande, entstand zu dieser Zeit das „Röt Halite Member“ bzw. das „Main Röt Evaporate Member“ (RÖHLING & LEPPER 2013: Tab. 3.2-1). Der restliche niederländische Obere Buntsandstein wird hingegen vom „Röt Claystone Member“ eingenommen. Das basale halitische Member des Röts wird mit dem norddeutschen Vitzenburg-Steinsalz (Vitzenburg-Subformation, Röt 1) korreliert. Die primäre Mächtigkeit dieses Röt 1-Steinsalzes („Unteres Rötsalinar“) im norddeutschen Beckeninneren ist mit maximal 150 m beeindruckend groß. Vom Prozess her vollzieht sich die Kochsalz-Ausfällung recht schnell. Wenn ausreichende Subsidenz stattfand, konnte sich bald eine erhebliche evaporitische Sedimentmächtigkeit akkumulieren. Offenbar ist es syngenetisch zu entsprechenden vertikalen Schollenbewegungen gekommen.

Im Mächtigkeitsmuster des Trier-Luxemburgischen Schichtabschnitts sot findet dies seine Entsprechung (Teil III: Kap. 7.3.2 mit Abb. 29 + Tab. 4). Hier ließ sich eine Riftzonen-ähnliche, eng-

räumige Absenkung des schmalen, langgestreckten, Südwest-Nordost-streichenden Südeifeler Zentralgrabens rekonstruieren. Diese spezielle Art der Beckenbodenabsenkung hatte mit dem tektonischen Ereignis der S-Diskordanz eingesetzt (vgl. Text zur späten s6-Folge). In den vielfach publizierten Diskordanz-Tabellen für den (rechtsrheinischen) Germanischen Buntsandstein (u.a. RÖHLING et al. 2018) waren diesem tektonischen Event bereits die Attribute Bruchtektonik und Hebung zugeordnet worden.

Die fluviatile Entwässerung im Untersuchungsgebiet war also im südlichen Rückland eines hochsalinaren, marin-lagunären Wasserkörpers angesiedelt. Im beckeninneren Sedimentationsgeschehen bilden sich im Röt 1 sequenzstratigraphisch ein Transgressiver Systemtrakt und auch ein Hochstand-Systemtrakt ab. Am Ende zeigt sich eine Regression und somit ein Baselevel-Fall mit progradierender Faziesverschiebung (vgl. Einleitungstext zur s7-Folge). Während der Salzabscheidung im TST und frühen HST hatte über dem salinaren Bodensediment des Beckeninneren eine gewisse Wassersäule gestanden. Ihr Anschluss an den Ozean ist belegt. Kleinzyklisch haben Schwankungen des Meeresspiegel-Niveaus stattgefunden. Ein gelegentliches, wechselnd weiträumiges Übergreifen von unterschiedlich stark vorkonzentrierten Wässern auf den Beckenrand ist in dieser paläogeographischen Situation plausibel.

Im fluviatilen Tiefland der Eifeler Nord-Süd-Zone mit seinen weiträumigen Überflutungsflächen und seinen vereinzelt schwach verflochtenen oder mäandrierenden Stromrinnen kam es dann zyklisch zum Rückstau, zur Einbringung einer karbonatisch-salinaren Lösungsfracht und zur Bildung von Violetten Horizonten mit den typischen violettfärbenden Hämatitkristallen (Kap. 8.2). Selbst noch die soZM-Sandsteine der mittel- und westluxemburgischen Bohrkernprofile Mersch und Reberg sind stark vergipst (Teil I: 76, Teil II: 94). Bei den herrschenden ariden bis hyperariden Klimabedingungen (PAUL & PUFF 2013) konnte auch bemerkenswert viel Dolomit entstehen. Oftmals wurde er wieder aufgearbeitet, umgelagert und in Dolomitbröckelbänken resedimentiert. Ein besonderer Dolomitreichtum besteht vor allem im Nordteil des Untersuchungsgebietes (Teil I: Kap. 4.3). Dort zeigen sich regional auch auffällig tonreiche Abschnitte der mittleren bis höheren Malbergweich-Schichten (soZM; Teil II: Kap. 6.1). Die feinkörnigen Abfolgen im oberen Teil der fluviatilen Zyklen können im höheren soZM etliche Meter mächtig werden (DITTRICH & LICHTENSCHIEDT 2006). Es dokumentieren sich relativ ruhige Sedimentationsbedingungen in einer Flusslandschaft mit sich verlagernden Einzelströmen.

Sequenzstratigraphisch gilt, dass sich bei einer moderaten Anhebung des Baselevels die Ablagerungen der Überflutungsebenen stapeln. Sie bleiben dann ebenso erhalten wie die lateral verstreut angeordneten Rinnenfüllungen, ohne dass es – wie sonst oft – zur Verdichtung der Sandsedimente durch die laterale Verlagerung der Strömungsrinnen unter Erosion der Stillwasserablagerungen kommt. In einer solchen Situation konserviert sich der wahre, relativ weite Abstand der Strömungsrinnen, da kein dichtes Flussnetz sekundär vorgetäuscht wird. Ein Meeresspiegel-Anstieg im TST kann bei diesem Szenario ebenso eine Rolle gespielt haben wie die klein- und mittelräumige differentielle Subsidenz dieser Zeit (Teil III: Abb. 29).

Es bildet sich der Baselevel-Anstieg der B5a-Sequenz ab. Ablagerungen der Tiefstandsphase (LST) – Äquivalente des Thüringischen Chirotheriensandsteins – fehlen im linksrheinischen Beckenbereich in der Schichtlücke der S-Diskordanz (Sequenzgrenze B4/B5a). Hier setzte die Sedimentation erst mit dem Transgressiven Systemtrakt (TST) wieder ein (Abb. 40). Die Basis des linksrheinischen Oberen Buntsandsteins entspricht sequenzstratigraphisch der „transgressive surface“. In geschützten Beckenteilbereichen, mit guter hydrologischer Nord-Anbindung

und abseits der Hauptzufuhrbahnen der energiereichen grobklastischen Vorschüttungen, kann dies auch unmittelbar lithofaziell nachvollziehbar sein. Dort kann man dann sowohl eine weitgehend unerodierte Violette Grenzzone (VG1; Tab. 5) als auch eine stark dolomitisch geprägte Basis der Zwischenschichten antreffen. Im östlichen Untersuchungsgebiet, im Saargau, ist dies lokal gegeben. Die höheren Partien der unterlagernden VG1 wurden zu einer „Unteren Dolomitbröckelbank“ aufgearbeitet – im Saarland ein weithin bekannter Leithorizont (Teil I: Kap. 3 + Tab. 1). Nördlich von Tawern im nördlichen Saargau (Abb. 34) setzt der Obere Buntsandstein mit sehr karbonatischen Bänken ein. Geotektonisch ist dieses Gebiet einer Randzone des Grabens von Thionville zuzuordnen (Teil III: Abb. 29). Bei Dünnschliffauswertungen zeigte sich, dass diese karbonatreichen Gesteine durchweg als ehemalige Karbonatschlämme zu deuten sind (PETERS 1985: 124). Sedimentiert wurden sie in geschützten Bereichen („Überflutungsbecken“) bei sehr niedriger, aber anhaltender Wasserbedeckung. In diese seichten Wasserkörper sind unterschiedlich gerundete Grobsande und auch vereinzelte Quarzgerölle eingeschwemmt worden, die nun in einer Dolomitmatrix schwimmen. Peters notierte, dass es hier am Ende von fluviatilen Kleinzyklen generell zur Karbonatfällung gekommen sei. Dies alles betrifft die untersten Meter des soZ1 (sot).

Im höheren sot kulminierte die transgressive (retrogradierende) Entwicklung im Niveau der VG2. Die Basis dieses metermächtigen Leithorizontes ist die maximale Überflutungsfläche (mfs) des beginnenden Hochstand-Systemtrakts der B5a-Sequenz. Dieser Leithorizont ist linksrheinisch von sehr weiter regionaler Verbreitung. Fazial bezeichnend sind die feine Körnung, die Violett-Töne und die Dolomit-Anreicherungen, manchmal können Verkieselungen (Karneole) hinzukommen (Teil I: 80f.; Kap. 8.2).

Der höhere Hochstand-Systemtrakt (HST) – und mit ihm auch ein eventueller FSST (Kap. 9) – der B5a-Sequenz fehlt meist unter der K-Diskordanz, unter der lokal auch die gesamte VG2 gekappt sein kann. Dieser höhere HST-Bereich ist ja auch in den randnäheren rechtsrheinischen Beckenbereichen nicht sehr mächtig entwickelt, so etwa im Bohrprofil Borken K47, in den Metern über dem Magnesit-Aussetzen. Zu dieser Zeit fiel das Baselevel wieder. Vor allem am Beckenrand wurde dadurch das Erhaltungspotenzial der Sedimente deutlich geringer. Die relative Anhebung der südwestlichen Rückländer hatte eingesetzt (Teil III: 134f. + Abb. 29). Die stratigraphische Grenze soZM/soZK (sot/soh) markiert einen gewissen Hiatus im Sedimentbericht. Sie entspricht der Sequenzgrenze B5a/B5b.

Das Schichtpaket des erweiterten VG2-Leithorizontes ist unter der K-Diskordanz nicht überall erhalten geblieben. Vorhanden ist es vor allem in etwas weniger strukturtiefen Bereichen. Dort ist es vor einer erosiven Kappung bewahrt gewesen, da sich die energiereichen fluviatilen Stromrinnen des hangenden soZK vor allem auf die Trogachsen konzentrierten. In den etwas seitlich gelegenen Gebieten war die ursprüngliche Schichtenfolge durch eine hinreichende, aber nicht besonders starke Subsidenz geschützt. Dies galt etwa für die Position der Bohrung Oberweis. Über dem VG2-Abschnitt als maximalem Überflutungsereignis (mfs; vgl. Kap. 8.2) sind dort noch etwa 10 m des mittleren HST der B5a-Sequenz erhalten geblieben.

Wesentliche Hinweise zur (sequenz-)stratigraphischen Ausdeutung des Grenzbereichs sot/soh (soZM/soZK, Tab. 5) lieferte die Bohrung Reisdorf im deutsch-luxemburgischen Grenzgebiet (Abb. 34). Im oberen Teil der VG2 war dort eine 2,7 m mächtige, glimmerstaubige, mittel- bis dunkelgraue, harte, stark kompaktierte Tonsteinabfolge entwickelt. Davon lagen nur die oberen 70 cm als Bohrkern vor. Darunter war die Bohrung lediglich als Meißelbohrung fortgeführt

worden und geophysikalisch vermessen worden. Im ohne Verrohrung gemessenen Gamma-Log erschien im Abschnitt der grauen Tonsteine ein erstaunlicher Peak. Die Werte, angegeben in API, reichten bis 620. Die umgebenden, liegenden und hangenden Sandstein-Abfolgen hingegen zeigten nur Werte von 40–180, meist etwa 100 API. Auch im Vergleich mit den „Tonpeaks“ in den auflagernden Kyllburg-Schichten und in der Lettenregion des Voltziensandsteins (Tab. 5) erwies sich, dass die grauen Tonsteine materiell und damit auch in ihrer paläogeographischen Disposition eine Besonderheit darstellen. Ihre Gamma-Strahlung ist weitaus stärker (DITTRICH et al. in Vorb.).

In diesem Zusammenhang sind die intensiv grünen und grauen Kupfer-Vererzungen im Tonstein wichtig. Graue Vererzungen traten als knapp 1 cm große Aggregate und als zahlreiche kurze unregelmäßige senkrechte Gänge (Spaltenfüllungen) auf. Röntgenographisch nachgewiesen wurden Minerale der Chalkosin-Gruppe ( $\text{Cu}_{2-x}\text{S}$ ) und Pyrit (Teil I: 45f.). Die Tatsache, dass die Vererzungsgänge zunächst in Rissen ausgeschieden wurden und nachfolgend einer Auflast-Kompaktion und Stauchung unterworfen waren, belegt deren frühe, epigenetische Bildung (frdl. mündl. Mitt. R. LANG/LGB Mainz). Der Schwefel dieser Sulfide entstammt organischer Substanz, die in diesem immer noch von Pflanzenhäckseln, Pollen und Sporen durchsetzten Sediment reichlich vorhanden war (Kap. 8.3; DITTRICH et al. in Vorb.). Das Kupfer entstammte wohl einer Abspülung von verwitterterten Landoberflächen im Hinterland.

Nach einer palynostratigraphischen Datierung von Frau Dr. S. FEIST-BURKHARDT/Ober-Ramstadt gehören die gekernteten und beprobten oberen 70 cm der grauen Tonsteine in den Basisbereich des Röt 2 (Kap. 8.3). Planktonische Mikrofossilien, wie etwa Acritarchen, erscheinen in den Proben nicht. Ein sehr ruhiges, stabiles, limnisches Environment bildet sich ab. Aus den reduzierenden Bedingungen im Seebodenbereich resultierte eine Falle für Metallionen, nicht nur für Kupfer, wohl auch für Gammastrahler.

Bei der ersten makroskopischen Profil-Aufnahme wirkt die graue Pelitabfolge (Teufe 157,30–160 m) zunächst einmal wie eine höhere Partie der VG2. Darunter liegen rötliche, gipsführende und etwas sandige Tonsteine. Lithofaziell entsprechen diese weitaus mehr der VG2. Die Sandsteine über der grauen Pelitzone sind sehr kompakt. Zudem enthalten sie relativ große, „gallische“ Glimmerblättchen (Teil II: Kap. 6.2). Es handelt sich dabei zweifellos um die oberen Zwischenschichten, die Kyllburg-Schichten. Andererseits ist das Einsetzen der soZK-Sandsteine hier wenig spektakulär. Geröllgehalte fehlen, die Bankmächtigkeiten bleiben zunächst gering. Die grauen Feinsedimente in ihrem Liegenden bestehen zu einem enorm hohen Anteil aus Glimmer, dies ergab die halbquantitative röntgendiffraktometrische Analyse (Teil I: 46, Teil II: 59). Es dokumentiert sich also eine kompositionell neuartig beschaffene Sedimentvorschüttung. Die Umgestaltung der Beckenkonfiguration mit einer Betonung neuer Liefergebiete hatte also bereits stattgefunden. Tektonostratigraphisch gehört die graue Tonsteinfolge somit schon zur beckendynamisch abgegrenzten Einheit des soh, zum Höheren Oberen Buntsandstein, und nicht etwa zum sot (Tab. 4 in Teil III; Tab. 5).

Sequenzstratigraphisch repräsentiert diese nun neu benannte Graue Tonsteinfolge (GTF) schon ein Sedimentgestein der frühen B5b-Sequenz. Hier im Randbereich der breiten Trogzone des Luxemburger Zentralgrabens konnte die GTF erhalten bleiben. Woanders ist sie bisher noch nicht erbohrt bzw. als solche erkannt worden. Für diese Einstufung sprechen sämtliche Eigenschaften der Tonsteine. Ihre palynologische Einstufung zum Röt 2-Basisbereich ist gesichert. Die Abfolge entstammt einer relativ langen Phase limnischer Feinsedimentation, ohne nennens-

werte Quarzkorn-Einschwemmung. Das Ufer des Sees war also relativ weit entfernt. Es handelt sich aber nicht um das Sediment einer Baselevel-Tiefstandsphase. Bei einer progradierenden (regressiven) Faziesgürtel-Position wären in dieser recht proximalen Beckenrandlage vorgerückte grobe Flusssedimente, also geröllführende Sandsteine zu erwarten gewesen. Stattdessen lassen die Metallgehalte des Gesteins, das vom optischen Eindruck her dem Kupferschiefer ähnelt, auf nach Westen und Nordwesten vorgerückte bzw. vorrückende Uferlinien schließen und auf eine Abspülung von aufgewitterten paläozoischen Hinterlandsgesteinen. Ein Baselevel-Anstieg, nach einer Tiefstandsphase, bildet sich ab. Als das Vorfluter-Niveau im Beckeninneren durch die Röt 2-Transgression anstieg, erhöhte sich auch das Baselevel in der Beckenrandzone. Insofern kann die Basis der Grauen Tonsteinfoolge sequenzstratigraphisch die „transgressive surface“ (ts) eines beginnenden Transgressiven Systemtrakts der Sequenz B5b sein, auch wenn hier im Proximalbereich zunächst nur limnische, also terrestrische Sedimente entstanden und erhalten geblieben sind.

Von der eigentlichen VG2 im Liegenden ist die Graue Tonsteinfoolge durch eine Schichtlücke getrennt (Abb. 40). Diese Lücke umfasst die schon im rechtsrheinischen Beckeninneren regressiv entwickelten Schichtabschnitte. Es fehlen der späte, progradierende Teil der B5a-Sequenz (oberstes Röt 1) und auch der früheste Teil der B5b-Sequenz, nämlich ihr Tiefstand-Systemtrakt (LST) im allertiefsten Röt 2. Leider ist der stratigraphisch so bedeutsame Grenzbereich Röt 1/ Röt 2 bei Reisdorf nicht gekernt, sondern nur gemeißelt worden. Er ist bloß aus 1 m-Mischproben und aus den Logs bekannt.

### **s7-Folge (s7-2-Unterfolge und früheste s7-3-Unterfolge)**

In diesem Zeitabschnitt entstand im Untersuchungsgebiet die stratigraphische Einheit des sohu. Es ist dies der untere Teil des Höheren Oberen Buntsandsteins (soh). Im Bitburger Becken und in der zentralen Eifeler Nord-Süd-Zone (der „Westeifel“ nach D. MADER) umfasst er die Kyllburg-Schichten (soZK; Tab. 5) und im Südosten bis in den saarpfälzischen Bereich die Oberen Zwischenschichten (soZ2 bzw. so1o).

Die frühe s7-2-Unterfolge im Beckeninneren war durch eine deutliche Transgression gekennzeichnet. Davon zeugen u.a. die „Ceratiten-Schichten“ der thüringischen Göschwitz-Subformation, die erste marine Röt-Biozone von BACKHAUS et al. (2013: 153) sowie die Foraminiferen bzw. die Myophoriendolomite, Oolithe und marinen Muscheln im tieferen Röt 2-Profil auf der Eichsfeld-Altmark-Schwelle (PAUL 2006: Fig. 6). Verbunden damit stieg das Baselevel deutlich an. Dies wirkte sich auch im Untersuchungsgebiet aus. Das Neueinsetzen der dortigen Sedimentation mit einem gewissen Trend zur Beckenerweiterung dokumentiert sich in der zuvor schon detailliert beschriebenen Grauen Tonsteinfoolge (GTF) von Reisdorf, die biostratigraphisch zum tieferen Röt 2 gehört. Durch ihren auffälligen Glimmerreichtum belegt sie schon die Neuschüttung aus SSW bis Südwest, aus den metamorphen Liefergebieten der damaligen Parisischen Kordilliere (Teil II: Kap. 6.2, Teil III: 78 + 102, Abb. 26). Die Beckenkonfiguration hatte sich im Wechsel sot/soh verändert, dabei war auch die Reliefenergie der gallischen Hinterländer gestiegen (mehr dazu später).

Im Trier-Luxemburgischen Beckenbereich kam es daher gleichzeitig zu einem Baselevel-Anstieg, durch differenzielle Subsidenz und möglicherweise auch eustatisch bedingt, und einer allmählich vorrückenden Grobschüttung von Südwesten. Zunächst lagerten sich noch etwas feinere Klastika ab. Die Graue Tonsteinfoolge bildete sich in einem isolierten Süßwassersee. Derartige Sedimente sind bislang erst aus der ostluxemburgischen Bohrung Reisdorf bekannt. Gekernete

Bohrungen aus dem südlichen Teil des Untersuchungsgebietes, nicht zu weit westlich (proximal) gelegen, sind ja sehr selten. Insofern ist die ehemalige Ausdehnung dieses Sees noch unbekannt. Die Erhaltung der speziellen GTF-Sedimente von Reisdorf – die ausnahmsweise einmal eine palynologische Datierung zuließen (Kap. 8.3) – ist zwei verschiedenen begünstigenden Faktoren zu verdanken. Zum einen war dies die beckenweite Hochlage des damaligen Baselevels und zum anderen die Randlage an einer breiten Trogzone, die sich strukturell aus dem Attert-Graben und dem Luxemburger Zentralgraben mit dem Südeifeler Zentralgraben kombinierte (Teil III: Abb. 29). Dort konnten sich im untersten sohu früh gebildete Röt 2-Sedimente im Sedimentbericht erhalten. In strukturell höheren, weniger subsidenten Bereichen ist die Schichtlücke der K-Diskordanz größer.

Zusammen mit der fortschreitenden Röt 2-Transgression stieg das Baselevel dann weiter an. Das Milieu wurde salinarer. Zeitweilig gelangte das Untersuchungsgebiet in den Peritidalbereich. Im Kernprofil Reisdorf weist die unmittelbar über der GTF lagernde 1,5 m-Abfolge von soZK-Sandsteinen interessante Gefügemerkmale auf. Sie erscheinen in einigen mitteldimensional schräggeschichteten Partien. Die Schrägschichtungsblätter sind dort in auffälliger Weise mit Feinsediment-Lagen abgesetzt. Dies erinnert an Gezeitenbündel (tidal bundles; Teil I: Kap. 4.1; DITTRICH et al. in Vorb.). Kleine, frühdiagenetisch ausgeschiedene dolomitisch-sulfatische Zementnester kommen in den Sandsteinen ebenfalls vor. Auch sie belegen ein verändertes, nunmehr stärker salinares Milieu.

Weitere Hinweise lieferte die deutsche Kernbohrung Oberweis aus dem Jahr 1967. Die Kernstrecke selbst ist nicht mehr erhalten. Es liegen jedoch akribische Kernbeschreibungen von H. WEILER vor. In den tiefsten Abschnitten der Kyllburg-Schichten (soZK, sohu), die bei Teufe 115,1 m einsetzen (Teil II: 120), fanden sich über 5,9 m hinweg Laminite und sandig-tonige wellige Wechselschichten. WEILER beschrieb hellgrüngraue oder hellgraue Sandsteine mit mm- bis „papierdünnen“, vereinzelt auch bis 0,5 cm dicken hellgrünen Tonlagen. Dünne mittelgrüne Tonbelege durchziehen den Kern in unruhig-welligen Lagen. Auch Hinweise auf Linsenschichtung gibt es. Nicht zuletzt sind die fehlenden Rottöne bei den Gesteinsfarben interessant. Nahe der Basis dieser Abfolge, bei Teufe 114,95 m, erschien eine 1 cm dicke, inkohlte, etwas pyritisierte Holzlage; sie erinnert an die pflanzenreiche und sulfidisch vererzte Graue Tonsteinfolge bei Reisdorf. Die Wechselfolgen darüber können dann durchaus tidal beeinflusst sein. Im oberen Teil, bei etwa 110,5 m, deuteten sich in einem schräggeschichteten Sandstein Gezeitenbündel an (Teil II: 43).

Im Kernprofil TB 5 bei Spangdahlem, am Ostrand des Bitburger Beckens (Abb. 34), zeigte sich eine ähnliche Fazies. Im Basisbereich des soZK fiel dort ein etwa 1,7 m mächtiger, rötlicher, siltig-sandiger Abschnitt auf. Darin zeigten sich laminierte Partien und eine Linsenschichtung mit 2–3 cm langen grauen Tonlinsen (Teil I: Kap. 4.1). Lamination, mit einzelnen dünnen grauen Tonlagen, reichte auch noch etwas höher. Vom Gefügebefund her – Linsenschichtung und wellige Wechselschichtung – ist eine Gezeiten-beeinflusste Genese möglich. In den schräggeschichteten Mittelsandsteinen darüber sind mal bis 5 mm dicke Glimmerlagen und mal viele Tonlagen eingelagert (DITTRICH & LICHTENSCHIEDT 2007). Es dokumentieren sich Energieschwankungen und rhythmische Strömungsabbrisse, die ebenfalls tidal bedingt gewesen sein konnten.

Bipolare Schrägschichtungsgefüge kommen in den Kyllburg-Schichten der Eifel nicht selten vor. Sogar Herringbone-Schrägschichtung – typisch für Gezeitenbereiche – wurde angetroffen. Von D. MADER (u.a. 1981e) und MADER & TEYSSEN (1985) ist dieser Themenkomplex genauer dargelegt worden – damals allerdings noch in einem rein fluviatilen Interpretations-Kontext (Teil I: Kap.

4.1). MADER (1981e: 511 + Abb. 6) hat die Schüttungsrichtungen des Oberen Buntsandsteins auch stratigraphisch horizontal ausgewertet. Im Basisbereich des soZK grenzte er einen Schichtabschnitt ab („Niveau A“), der sich durch auffällig wechselnde Transportrichtungen auszeichnet. Darin treten auch rückläufige, nach Süden und Südwesten gerichtete Sedimentverlagerungen auf, wie sie angesichts der paläogeographischen Gesamtsituation mit fluviatilen NNE-Abfluss sehr unwahrscheinlich sind (Teil I: Abb. 2; Abb. 35). Ein zeitweise wirksamer, flutbedingter tidaler Gegenstrom ist eine mögliche Erklärung dafür (Teil I: Kap. 4.1 mit Abb. 6).

Generell gilt ja, dass es in fluviatilen Tiefländern und randmarinen Marschenlandschaften immer eine Zone gibt, in der die fluviatilen Rinnen noch tidal beeinflusst werden. Insofern reicht die Gezeitengrenze eine nicht zu vernachlässigende Strecke die Flussläufe hinauf. Bei kleinzyklischen Meeresspiegel-Hochständen und entsprechenden Ingressionen verschiebt sich dieser Bereich landwärts. Im Zeitraum des (frühen bis) mittleren Röt 2 könnte so auch das nördliche Untersuchungsgebiet kurzfristig erfasst worden sein. Sandsteine mit Gezeitenbündeln (tidal bundles) und einmessbarer bipolarer Schrägschichtung können dadurch in normalen Flusssedimenten eingeschaltet sein.

Die von MADER (1979–1992) und von MADER & TEYSSEN (1985) publizierten Schüttungsmessungen hatten – methodisch bedingt – einen „blinden Fleck“ der Erfassung gehabt. Die zugrunde liegenden Messungen hatten oft in Aufschlüssen von (ehemaligen) Werksteinbrüchen stattgefunden. Weil feinklastischere Schichtabschnitte ja generell selten erschlossen sind und in tonreichen Sedimenten kaum je Richtungen einmessbar sind, blieben derartige Profilbereiche meist unerfasst und unberücksichtigt. Kernbohrungen waren außen vor geblieben. Daraus resultierte, dass die Kyllburg-Schichten nach den Geländedaten (vgl. etwa Säulenprofile bei MADER 1984, 1985) durchgehend grobklastischer dargestellt sind, als es Kernstrecken aus strukturtiefen Beckenbereichen des Untersuchungsgebietes zeigen. Ein feinklastischer Abschnitt im tiefsten sohu, wie er oben beschrieben wurde, könnte so unerkannt geblieben sein; die Grenze soZM/soZK wurde ja stets an der ersten Grobschüttung gezogen.

Die angeführten möglichen tidalen Gefügemerkmale könnten in den inneren, heute tief versenkten und daher kaum bekannten Bereichen des Bitburger (und Trierer?) Beckens wesentlich deutlicher hervorstechen. Der Beweis dafür steht aber noch aus. Sicher ist jedoch, dass salz-, sulfat- und karbonatreiche Wässer im Ablagerungsraum des tieferen sohu eine große Rolle spielten. Eine Grundwasser-Probe mit der enormen Sulfatkonzentration von etwa 1100 mg/l wurde aus den tieferen Kyllburg-Schichten der Versuchsbohrung Reisdorf entnommen (Abb. 34; Teil I: Kap. 4.3). Der Obere Buntsandstein der Tiefbohrung Rebiereg enthielt Gipsknötchen und -drusen sowie sulfatische Bindemittel, und zwar im soZK und bis hin zur so/mu-Grenze. Kleine Kugelbildungen sind in den Zwischenschichten (im soZK?) des mittleren Kylltals erhalten geblieben (Teil I: Kap. 4.2). Als ehemalige phreatische Dolocretes belegen sie eine frühdiagenetische Einwirkung von Karbonat-gesättigten Grundwässern im damaligen Ablagerungsraum.

Im nördlichen Luxemburg existierten zu Beginn des soZK ausgedehnte Karbonattümpel. Belegt ist dies für das nördliche und nordöstliche Ausbissgebiet der luxemburgischen Zwischenschichten, im Umfeld von Ettelbruck, Ingeldorf, Diekirch und Bettendorf (Abb. 34). Dort kommen Dolomitbröckelbänke und Dolomite-reiche Violette Horizonte auffällig massiert vor. Es ist also zu einer intensiven Karbonatausfällung unter Bildung von Dolomitlagen und Dolocretes gekommen und auch zu deren Aufarbeitung, Umlagerung und Vermischung mit neu zugeführten Extraktlasten. Die geröllführenden Dolomitbröckelbänke vertreten Teile der soZK-Basischüttung

(Kap. 8.1: Abschnitt zum Dolomit). Der evaporitisch-karbonatische Charakter des Ablagerungsmilieus ist offensichtlich. In seichten Teichen im höheren Peritidalbereich konnte es temporär zur Ablagerung von Karbonatschlamm kommen. In dieser nördlichen Region hatte es solche Karbonatschlamm-Flächen wohl in großer Verbreitung und mehrfach wiederholt gegeben. Die paläogeographische Situation korrespondiert mit der relativ strukturhohen Position in der breiten Randzone des ardennischen Hochgebietes, etwas abseits der Hauptströmungen (Teil II: Kap. 6.5, Teil III: Abb. 29). Dort konnten sich zwischenzeitlich Karbonate überproportional anreichern und auch erhalten.

Die fazielle Konstellation dort im Norden belegt die Gleichzeitigkeit einer ingressiven Gesamtsituation und einer neu einsetzenden, intermittierenden, zyklischen Zufuhr von groben Geröllen. Letzteres ist einem tektonischen Ereignis zuzuschreiben, mit vertikalen Relativbewegungen. Die Ausrichtung des überregionalen krustalen Spannungsfeldes hatte sich ein wenig verändert (Teil III: Abb. 29, Tab. 4), das resultierende Subsidenzmuster unterschied sich von dem des vorhergehenden sot. Die K-Diskordanz entstand. Die Hebungsbewegungen betrafen vor allem den linksrheinischen Raum im Südwesten. Ihre Auswirkungen sind nachweisbar im „Westeifeler“, im Trier-Luxemburgischen, im saarpfälzischen und im lothringischen Ablagerungsraum (Teil III: Kap. 7.3.2 + S. 134f.). In Frankreich veränderten sich die äußeren Beckengrenzen. Das Vorschüttungsgeschehen und der fluviatile Stil änderten sich und die durchschnittliche Korngröße nahm zu. Die Glimmergehalte stiegen stark an, das von SSW her zugeführte „gallische“ Korngut der Sandsteine entstammte einem plutonischen und vor allem auch metamorphen Kristallin (Parisische Kordilliere). Die Sandkörner sind generell weniger gut gerundet. Der Großteil der Gerölle stammte vom näher gelegenen Beckenrand im Südwesten. Das im sot noch so wichtige Liefergebiet für grobe Klastika am Westrand des Beckens hatte demgegenüber an Bedeutung verloren. Sehr proximal bildeten sich dort im (Nord-)Westen noch konglomeratische Sandsteine als typische Braided-river-Ablagerungen (WAGNER 1982: Profil Folschette). Diese ardennische Geröllzufuhr reichte jedoch nicht sehr weit nach Süden und Osten. Es war vor allem das von Südwesten vorgeschüttete Geröllmaterial, das durch die Südwest-Nordost-streichende Luxemburger Zentralschwelle nach Nordosten zum ausgedehnten Senkungsraum der Eifeler Nord-Süd-Zone gelenkt wurde. Der Ost-Teil des Untersuchungsgebietes war davon weitgehend abgeschirmt. Dort wurde fast nur feineres „gallisches“ Sedimentmaterial abgelagert (Teil III: Abb. 29).

Nochmal ein Blick auf die rechtsrheinische, hessische Region. Die Hessische Senke verblieb im weiteren Verlauf der Röt 2-Transgression dauerhaft in der paläogeographischen Position einer Küstensabkha (PAUL 2002). Es erhebt sich die Frage, wo dort die HST-Basis der B5b-Sequenz, ihre „maximum flooding surface“ (mfs), zu suchen ist. PAUL (2006: 125) hatte sie – nicht näher erläutert – im oberen Röt 2 angesiedelt. Im Referenzprofil der Bohrung Borken K47 ist das Maximum der marinen Beeinflussung etwa bei Teufe 159 m erreicht worden, etwas über der Mitte des Röt 2. Der Corrensit macht dort ca. 69 % des Tonbestands aus. Darüber verringert er sich allmählich, zugunsten von klastischem Illit und Chlorit (BÜHMANN & RAMBOW 1979: Tafel 1). Eine schwache regressive Tendenz im höheren Röt 2 bildet sich ab. In dieser Entwicklung könnte sich der progradierende HST der B5b-Sequenz abbilden, oberhalb einer „maximum flooding surface“, die eustatisch generiert gewesen sein kann. Im Beckeninneren, in Mecklenburg-Vorpommern und in Brandenburg, könnte diese mfs durch die Unteren Graumergel im mittleren Röt 2 (LEPPER et al. 2013: Tab. 4.4.3-2) markiert sein. Im Borken-Profil fällt allerdings ein zweites, höher gelegenes, diesmal abrupt einsetzendes Corrensit-Maximum auf, knapp unterhalb der Röt 2/Röt 3-Grenze. Etwa bei Teufe 137 m ist dieses hochsalinare Tonmineral unvermittelt wieder mit 59 % der Tonfraktion enthalten. In den Metern darüber variiert sein Gehalt und setzt all-

mählich aus, im unteren Abschnitt des Röt 3. Im Beckeninneren sind im tieferen Röt 3 ja noch kurze Meeresvorstöße lithofaziell und auch biostratigraphisch belegt. Auch das genannte Niveau bei 137 m Teufe in der Bohrung Borken ähnelt einer mfs. Darauf deuten auch die hohen Dolomitgehalte der dortigen Feinsedimente. In diesem Bereich kann das Gestein immerhin zu 50 % aus Dolomit bestehen. Ein solches detritisch-dolomitisches Mischgestein, reich an Corrensit, kann bei einer weiträumigen Überflutung der Sebkhaebene entstanden sein. Ein genetischer Zusammenhang mit den feingeschichteten grüngrauen Tonmergelstein-Einschaltungen in den thüringischen „Unteren Bunten Schichten“ nach PUFF & RADZINSKI (2013: 437f., auch „Untere Violettfolge“) wäre möglich.

TIETZE & RÖHLING (2013: 258) hatten notiert, dass sich der Anstieg des Baselevels vom Röt 2 bis in den Röt 3 hinein fortgesetzt habe. Eine retrogradierende Sebkhafazies sei zu verzeichnen. Diese Faziesverschiebung nach Süden hin könnte tektonisch bedingt gewesen sein, durch eine wieder einsetzende, erweiterte Beckenabsenkung in Süddeutschland und auch im Südwesten. Der regionale Hebungsimpuls des K-Diskordanz-Ereignisses war nun wohl gänzlich ausgeklungen. Demzufolge konnte sich der (eustatisch bedingte) mittlere HST am äußeren Beckenrand deutlich ausprägen. Durch die Interaktion von Eustasie und Tektonik (Kap. 9) konnte sich im Südwesten ein effektives maximales Flutungsereignis einstellen (Abb. 40).

Im Trier-Luxemburgischen Untersuchungsgebiet spielten vertikale Schollenrelativbewegungen nachweislich eine große Rolle. Hier ist erkennbar, wie sehr sich das Subsidenzmuster des sohu etablierte. Es existierte eine breite Trogzone entlang der Eifeler Nord-Süd-Zone (Teil III: Abb. 29). Die Mächtigkeiten der Kyllburg-Schichten sind hier vergleichsweise hoch (Teil II: Kap. 7.2.4). Der entstehende Akkomodationsraum wurde fluviatil verfüllt. MADER (1982) schilderte, dass im unteren soZK der Eifel mächtige Komplexe aufeinanderfolgender Sandbankablagerungen anzutreffen seien – mehr oder weniger geröllführend. Das Ablagerungsmilieu wurde als das von sandtransportierenden, stark bis moderat verflochtenen Flüssen gekennzeichnet (MADER 1983a).

In einer späteren Arbeit (MADER & TEYSSEN 1985) ist dann die Variabilität des Ablagerungs geschens dargestellt worden. Den Kyllburg-Schichten der Eifeler Nord-Süd-Zone („Westeifel“) ist dabei der fluviatile Typ eines „transitional meandering-thalweg-braided channel pattern“ zugeordnet worden. Dies ist eine zeitlich variierende Übergangsform zwischen einem klassischen Braided-River-System und einer mehr mäandrierenden Fluviatilform. Die Sandsteine seien meistens in Strömungskanälen von schwach bis mittelmäßig gekrümmten, mäßig verflochtenen Flüssen abgelagert worden, als Sandbänke und als ebenschichtige Sedimente des oberen Strömungsregimes. In schmalen bis mäßig ausgedehnten Überflutungsebenen seien sandige und siltig-tonige Topstratum-Sedimente gebildet worden, in schwach bewegtem oder stehendem Wasser. Dieses verflochtene Muster sei im Zuge von variierenden paläogeographischen Rahmenbedingungen modifiziert worden durch ein mehr oder weniger mäandrierendes Abfluss-System („Thalweg“-System) mit schwach bis mäßig gekrümmten auspendelnden Schleifen. Es sei mal dieser und mal jener fluviatile Typ stärker betont worden. Nach Ansicht der Autorin lässt sich dies aber auch als eine variierende, weit landwärtige Verschiebung des mäandrierenden Fluviatiltyps deuten. Es fällt nämlich auf, dass südliche Transportrichtungen (SW und SE) nicht erst im Nord-Teil der „Westeifel“ auftreten, sondern schon auf Blatt 5905 Kyllburg (Abb. 34). Von dort stammte nämlich der Löwenanteil der von MADER & TEYSSEN interpretierten soZK-Messwerte (MADER 1981e). Bei zusätzlicher Berücksichtigung der selten aufgeschlossenen Feinkorn-Abschnitte im soZK (Teil II: Kap. 6.1) und der neuen Deutung der eingeschalteten dolomitreichen Violetten Horizonte (Kap. 8.2) bildet sich noch eine weitaus stärkere paläogeographische Variabilität ab.

Im höheren Teil der Kyllburg-Schichten in der Eifel herrschte ein verändertes Milieu (MADER 1983a). Die Sedimente entstammten nun sandtransportierenden, moderat bis schwach verflochtenen Flüssen bis hin zu mäandernden Strömen. Beim Milieu-Vergleich mit dem unteren Teil zeigt sich also ein schwacher transgressiver (retrogradierender) Trend. Nun waren vermehrt vollständige fluviatile Zyklen mit Feinsedimenten und Violetten Horizonten erhalten geblieben. Entsprechendes zeigt sich auch in der ostluxemburgischen Kernbohrung Reisdorf.

Wie ist dies nun sequenzstratigraphisch zu bewerten? Der sohu repräsentiert die B5b-Sequenz, wie sie sich aus dem Modell von PAUL (2006) ableiten lässt. Nach der ursprünglichen Darstellung von PAUL (Abb. 39) schien diese Sequenz kurz und nachrangig gewesen zu sein, vor allem im Vergleich mit der vorhergehenden B5a-Sequenz. Dies ist aber bloß der schematischen Darstellungsart geschuldet. Wesentlich ist der Zeitinhalt der betreffenden Unterfolgen des s7. In den zeitlich aufgehängten stratigraphischen Tabellen von TIETZE & RÖHLING (2013) und RÖHLING et al. (2018) könnte sich dieser in der jeweiligen Zeilenhöhe andeuten (vgl. Tab. 5). In diesem Fall war der Röt 2 von längerer Dauer als der Röt 1. Hinzu tritt die Tatsache, dass die Sequenzgrenze B5b/M1 nicht an der Röt 2/Röt 3-Grenze zu ziehen ist, sondern deutlich höher, an der G-Diskordanz (Abb. 40). Es kommt also noch ein gewisser Teil „Röt 3-Zeit“ zur B5b-Ablagerungsspanne hinzu. Bei akzentuierter Subsidenz eines Beckenteils kann die B5b-Sequenz sehr markant ausgeprägt sein.

Im Trier-Luxemburgischen Untersuchungsgebiet war dies der Fall. Der sohu ist hier die mächtigste Teileinheit des Oberen Buntsandsteins. Nach der Regression im höchsten Röt 1 (oberer HST und ggf. ein FSST, Kap. 9) begann wieder eine transgressive Entwicklung. Ein Tiefstand-Systemtrakt (LST) der B5b-Sequenz ist nicht erhalten. Er fällt in der Schichtlücke der K-Diskordanz aus. Über der Diskordanzfläche wurden die Sedimentabfolgen der Kyllburg-Schichten in einem wohl eustatisch initiierten (Kap. 9) Transgressiven Systemtrakt abgelagert. Begonnen hatte er an der Basis der Grauen Tonsteinfolge als ts (transgressive surface). Bei einem modifizierten krustalen Spannungsfeld hatte nun ein verändertes Absenkungs- und Schüttungsmuster eingesetzt. Während der Meeresspiegel anstieg, wurden die konglomeratischen soZK-Sandsteine vorgeschüttet. Terrestrische und marine (genauer: peritidale) Einflüsse interagierten. Das Baselevel lag hoch und stieg noch weiter an. Bei kontinuierlicher Subsidenz ermöglichte dies die dauerhafte Erhaltung der Zwischenschichten-typischen fluviatilen Zyklen. Die sich verlagernden Rinnen konnten die lateralen Feinsedimente der Überflutungsebenen nur teilweise erodieren, viel davon blieb konserviert.

Im Trier-Luxemburgischen Buntsandstein ist das Niveau der maximalen Flutung im erweiterten Leithorizont VG3 enthalten. Dieses recht komplexe Thema wird im nachfolgenden Teilkapitel mit-behandelt.

### **s7-Folge (s7-4-Unterfolge)**

Wegen eines eigenständigen Subsidenz- und Schüttungsmusters ist am Top des Trier-Luxemburgischen Buntsandsteins die stratigraphische Einheit sohu ausgehalten worden (Teil III). Es handelt sich um den oberen Teil des Höheren Oberen Buntsandsteins (soh). Lithostratigraphisch umfasst der sohu vor allem den Voltziensandstein (soV; in Luxemburg und im Saarland: so2). Dazu gehören aber auch das luxemburgische so2-Basiskonglomerat und seine Äquivalente in der deutschen Südeifel, welche weniger leicht abzugrenzen sind.

Im Grenzbereich sohu/soho, zwischen dem oberen Teil der Zwischenschichten (soZ) und dem Voltziensandstein (soV) liegt die sogenannte Violette Grenzzone 3 (VG3). Dieser Leithorizont ist

ein sehr facettenreiches Phänomen (Teil I: 48f.). In der linksrheinischen Buntsandstein-Literatur sind über viele Jahrzehnte hinweg die unterschiedlichsten litho- und auch biofaziellen Merkmale diesem Niveau zugeordnet worden. Alles, was nicht wie typische Zwischenschichten oder wie eine typische Werksteinzone des soV aussah, wurde als VG3 beschrieben. Da sich solche besonderen Merkmale über eine Profilstrecke von etlichen Metern im höchsten sohu verteilen können, war von DITTRICH (2017) eine sogenannte **Intermediärzone (IMZ)** eingeführt und beschrieben worden, die faziell über eine typische VG weit hinausgeht (Teil I: Kap. 3).

Was umfasst sie? Besonders interessant sind die Merkmale einer auffälligen marinen Prägung. Dazu zählen die marin-brackischen Fossilien – u.a. der marine Spreitenbau *Rhizocorallium* isp. –, die an der Basis des saarländischen Voltziensandsteins aufgefunden wurden (E. MÜLLER, unveröff. Manuskript). Sie hatten MÜLLER & KONZAN (1989: 32) dazu veranlasst, „eine erste marine Inkursion“ unterhalb der Werksteinzone zu notieren (Teil I: 49). Dazu zählen wohl aber auch Gefügemerkmale im nördlichen Untersuchungsgebiet, bei Reisdorf und bei Feilsdorf (Abb. 34). Sie treten in Sandsteinen der Intermediärzone auf und können tidalen Charakter haben (mehr dazu später). Andere Faziesmerkmale deuten auf eine gewisse ingressive hydrologische und saline Beeinflussung des Trier-Luxemburgischen Ablagerungsraumes. Es sind dies die typischen Eigenschaften einer Violetten Grenzzone, Tonreichtum bzw. eine feinere Körnung, Dolomitzemente bzw. -konkretionen und violette oder violettbunte, teilweise auch ausgebleichte Gesteinsfarben (Kap. 8.2). Hinzu kommen Faziesmerkmale, die auf eine transgressive bzw. retrogradierende Verschiebung der Beckenaußengrenzen hinweisen. Es sind dies abgespülte und angereicherte Cu-Gehalte. Kupfererze sind vor allem im Trierer Becken verbreitet, nämlich bei Butzweiler, Aach und im Raum Kordel (Abb. 34; DITTRICH 2004: Halt 1, LGB 2005: Abb. 73). Sie erscheinen aber auch im NNW, bei Wißmannsdorf und Brecht (nördliches Blatt 6004 Oberweis, GREBE 1892) und im Saarland (MÜLLER & KONZAN 1989). Auffällige Pflanzenanreicherungen (Teil I: Kap. 4.2) sind ebenfalls ein Charakteristikum der Intermediärzone. Auch sie könnten auf ein Näherrücken der erweiterten Küstenregion hindeuten, deren Tiefländer ja meist von stärkerem Pflanzenbewuchs geprägt sind. Eingebettete und sich zersetzende Hölzer fungierten als chemische Fallen für das eingeschwemmte Kupfer. Es bildeten sich die Cu-Karbonate Azurit und Malachit.

Andere Faziesmerkmale der Intermediärzone belegen hochenergetische Episoden des Ablagerungsgeschehens. Zuvor gebildeter Dolomit wurde zu Dolomitbröckelbänken aufbereitet. Im Saarland entstand die horizontbeständige „Basale Dolomitbrekzie“ des Voltziensandsteins (Teil I: 47). Im NNW-Teil des Untersuchungsgebietes wurden grobe Extraklasten eingeschüttet. Es entstanden Konglomeratbänke und geröllführende Sandsteine oder auch geröllführende Dolomitbröckelbänke. Gewisse Geröllgehalte treten auch in den IMZ-Sandsteinen der Trierer Region auf.

Nun gilt es, ein derartig vielfältiges Faziesbild sequenzstratigraphisch schlüssig auszudeuten. Die von den sohu-Grobschüttungen dokumentierte Reliefbelebung geht auf die tektonischen Bewegungen im Zuge der G-Diskordanz zurück. Im Beckeninneren trennt die G-Diskordanz unter der Gleina-Subformation die s7-4-Unterfolge vom liegenden Röt ab (Tab. 5). Dieser Diskordanz wurden von TIETZE & RÖHLING (2013: 259) Profildefizite von bis zu 60 m zugeordnet. Solche Schichtlücken sind auf Schwellen in Norddeutschland nachweisbar. Sie belegen eine tektonische Bewegungsphase; im rechtsrheinischen Beckenteil sind dafür Hebung und mögliche Bruchtektonik notiert worden. Im Trier-Luxemburgischen Untersuchungsgebiet führten die Bewegungen zum beckendynamischen Umschwung sohu/sohu. Hier kam es zu einer Veränderung der Beckenkonfiguration und des Hinterlandreliefs (Teil III: Kap. 7.3.2 mit Abb. 29, Kap. 7.3.4).

Im norddeutschen Beckenbereich ließ sich ermitteln, dass der diskordanzbedingte Hiatus bis in die s7-2-Unterfolge hinabreichen kann. Im Extremfall fällt dort also der gesamte Röt 3 und ein Großteil vom Röt 2 aus. Eine solche stratigraphische Situation auf Schwellen kann derjenigen im südwestlichen Beckenrandbereich ähneln.

Mit dem Röt 4 beginnt die Oberröt-Muschelkalk-Sequenz M1 (AIGNER & BACHMANN 1992, 1998, TIETZE & RÖHLING 2013; Abb. 39). Sie ist insgesamt deutlich transgressiver als die B5b-Sequenz und reicht zum Hangenden hin noch weit in den Muschelkalk hinein. Die Sequenzgrenze B5b/M1 an ihrer Basis, gleichbedeutend mit der G-Diskordanz, liegt in Franken an der Basis des Röt-quarzits und in der Rhön und im Spessart an der Untergrenze des Fränkischen Chirotherien-Sandsteins. In der zentralen Hessischen Senke wird sie markiert durch den Baselevel-Tiefstand des erweiterten Grenzbereichs Röt 3/Röt 4. Eine Schichtlücke ist in dieser Trogposition nicht nachweisbar (TIETZE & RÖHLING 2013: 259). In der nordhessischen Referenzbohrung Borken K47 kann die sequenzstratigraphische Entwicklung im Detail nachvollzogen werden. Wegen der starken Subsidenz sind dort nämlich auch die progradierenden (regressiven) Profilabschnitte noch weitestgehend erhalten geblieben. Der rein terrestrisch entwickelte höhere Röt 3 erscheint dort und auch der Tiefstand-Systemtrakt (LST) im tiefen Röt 4, unterhalb der „transgressive surface“ (ts) der M1-Sequenz (vgl. Text zur s7-Folge; Abb. 40).

In weniger stark absinkenden Beckenregionen abseits davon ist die Erhaltungssituation anders. Dort ist die Diskordanz bzw. die Sequenzgrenze markanter ausgeprägt. Der LST fehlt und erst der schon deutlich marine Transgressive Systemtrakt (TST) liegt auf. Entsprechendes zeigt das fazielle Nord-Süd-Schnittprofil von TIETZE & RÖHLING (2013: Abb. 7.3-3). Über einer regional ausgewiesenen Diskordanz ist es dort eine nicht sehr mächtige, relativ deutlich als marin erkennbare Sedimentabfolge, die den Röt 4 (so4) einleitet. In diesen Zusammenhang ist wohl auch die erwähnte „marine Inkursion“ im saarländischen Proximalbereich zu stellen. Ältere Röt 4-Sedimente, die des LST, blieben dort nicht erhalten. Erst als das Baselevel wieder anstieg, im TST, setzte dann nachhaltige Akkumulation ein.

So war es auch im Trier-Luxemburgischen Untersuchungsgebiet. Der LST fehlt hier über der G-Diskordanz. Unterhalb der Diskordanz fehlen die Zeugnisse des Baselevel-Tiefstands im mittleren und höheren Röt 3, also der späte HST (bzw. der FSST, Kap. 9). Nur die Hochstandsphase des unteren Röt 3, der tiefere HST der B5b-Sequenz ist noch erhalten. Er hat hier eine typisch ausgebildete Violette Grenzzone hinterlassen (VG3), im unteren Teil der „Intermediärzone“ (mehr dazu später).

Im Transgressiven Systemtrakt (TST) der M1-Sequenz, als der Meeresspiegel schon merklich angestiegen war und weiter anstieg, kam es am NNW-Rand des Untersuchungsgebietes zunächst wieder zur Bildung und Erhaltung geröllführender Dolomitbröckelbänke. Die jeweiligen Gehalte an ardennischen, z.T. wenig gerundeten Extraklasten und Dolomitbröckeln variieren, sie sind zyklischen Schwankungen unterworfen. Dolomitbröckelbänke und dolomitreiche Konglomerate bilden hier das so2-Basiskonglomerat. Dies gilt für die nordluxemburgische Region Ettelbruck–Ingeldorf–Diekirch (Abb. 34). Eine zwischengeschaltete blaue mergelige Dolomitbank bei Ingeldorf (WAGNER 1982: 165), von Drusen durchsetzt, zeigt die temporäre Karbonatschlamm-Ablagerung in einem hochsalinaren Tümpel an. Lateral kam es in salinar durchtränkten, noch unverfestigten sandigen Sedimenten zur Bildung von Dolomit-Zementen und -knollen. Fluviale und peritidale Milieubedingungen mit marin-evaporitischer Beeinflussung interferierten.

In dieser strukturhohen Position, recht nah am ostardennischen Liefergebiet (Teil III: Abb. 24, 27, 29), herrschten besondere Bedingungen. Hinzu kommt, dass das dortige IMZ-Gesamtprofil aus den Tagesaufschlüssen nördlich des Sauerlands nicht vollständig bekannt ist. Bessere Voraussetzungen zur Aufschlüsselung der Stratigraphie und des paläogeographischen Werdegangs bestehen in der ostluxemburgischen Kernbohrung Reisdorf (Details bei DITTRICH et al. in Vorb.). Strukturell liegt dieses Profil im Randbereich der damaligen Trogzone des Südeifeler Zentralgrabens. Durch die dortige Subsidenz sind die verschiedenen Phasen der sedimentären Entwicklung gut erkennbar. Der Grenzbereich soZ/soV (in Luxemburg: so1/so2) ist durchgehend erschlossen. Die etwa 11,9 m mächtige Intermediärzone reicht von 98,0 m – der Basis der Werksteinzone – hinunter bis 109,9 m Teufe. Die unteren 2 m umfasst ein typischer Violetter Horizont, sandig-tonig, ohne deutlich erhaltene Schichtung, violett-bunt, teilweise gebleicht und ursprünglich Dolomit- (ggf. auch Sulfat-)reich. Es ist wohl die eigentliche VG3. Darüber setzt der Sedimentbericht neu an. Im stückigen Kernmaterial bei etwa 107,9 m sind in feinschichtigen Tonsteinen zunächst auch dunkelgraue Tonlagen erkennbar. Darüber zeigt sich eine allmähliche Kornvergrößerung, ab ca. 105 m sind es Sandsteine, bei 103,9 m beginnt dann ein auffälliges Konglomerat. Es ist ca. 1,75 m mächtig, mittel- bis großdimensional schräggeschichtet und enthält bis (mind.) 3,5 cm große Extraklasten, nämlich eckige Quarze und etwas besser gerundete Quarzite. Überdies ist bzw. war sehr viel Dolomit enthalten, erkennbar an viel schwarzbraunem Eisen-Mangan-Verwitterungsmulm (Kap. 8.1). Darüber folgen bis zur Werksteinzone noch insgesamt 4,15 m sandige und höher dann vor allem tonige Sedimentabfolgen.

Folgender Werdegang bildet sich ab. Die basalen graustichigen Feinsedimente leiten den soho ein, dessen neue Beckenkonfiguration durch eine schmale, Südwest-Nordost streichende Trogzone gekennzeichnet war (Südeifeler Zentralgraben), welche nicht weit südlich der Bohrlokation durchzog (Teil III: Abb. 24, 27, 29). Beim tektonischen Ereignis sohu/soho (G-Diskordanz) entstand hier durch differenzielle Subsidenz neuer Akkomodationsraum. Auch der (transgressive) Anstieg des Baselevels im Röt 4 wirkte sich aus. Von Nordwesten her wurde eine ardennische Sedimentfracht eingeschwemmt. Am Standort der Bohrung entstanden zunächst Stillwassersedimente, die sich im Randbereich der Trogzone unaufbereitet erhalten konnten. Schließlich rückte eine fluviatile Rinne näher und brachte erst Sande und dann Dolomitbröckel und Gerölle. Die stratigraphische Grenze sohu/soho liegt hier nicht direkt unter dem „Basiskonglomerat“, sondern am Top der VG3, bei etwa 107,9 m. Dort befindet sich auch die Sequenzgrenze B5b/M1 (Abb. 40). Über den Hochstandssedimenten des frühen Röt 3 (VG3, Kap. 8.2) folgt ein Hiatus. Darüber setzen dann die TST-Abfolgen des Röt 4 ein. Ein zeitweise transgressiver Charakter wird auch von Gefügebeobachtungen nahegelegt. Bei etwa 100,85 m, etwa mittig zwischen dem Konglomerat und der Werksteinzone, fanden sich mögliche Gezeitenbündel (tidal bundles). Es zeigte sich ein von oben her unregelmäßig gekappter Erosionsrest eines mitteldimensional schräggeschichteten grüngrau-rötlichen Sandsteins. In seine Schrägschichtungsblätter sind in auffälliger Weise feinere Ton-/Siltstein-Lagen eingelagert (Teil I: 60).

Abseits vom Beckenrand, in der lokalen Trogzone, konnte sich wohl im vorwiegend fluviatilen Wasserkörper zeitweilig eine schwache tidale Beeinflussung auf das Strömungsgeschehen durchsetzen. Die dabei gebildeten Sandsteine blieben zumindest teilweise noch unerodiert erhalten, eingeschaltet in normale fluviatile Sedimente. Die weitflächige Vorschüttung von „gallischem“ Sand- und Glimmermaterial – wie sie für die nachfolgende Werksteinzone typisch ist – war zu dieser Zeit noch nicht beherrschend. Stattdessen dominierte hier zunächst noch ardennisches Sedimentmaterial vom unmittelbar angrenzenden Beckenrand. Dort wurden die geröllanliefernden fluviatilen Rinnen von Karbonattümpeln flankiert. Im gut 13 m hohen Auf-

schlussprofil Ingeldorf, das im Liegenden des Voltziensandsteins anzusiedeln ist (WAGNER 1989: 315), sind in den wechselnd dolomitreichen Konglomeratbänken bis 10 cm große Gerölle vermerkt worden (WAGNER 1982). Auch das IMZ-Profil im Großaufschluss bei Ettelbruck (Teil I: 50 + 73f. mit Abb. 11) gehört in diesen Kontext. Es ist schon etwas geröllführend und überdies bemerkenswert dolomitreich. Es liegt noch einige Meter unter dem dort auskartierten eigentlichen so2-Basiskonglomerat von nur 2,8 m Mächtigkeit. Dort im Norden, sehr proximal und weit abseits der neuen Trogachse, sind offenbar weite Teile des soho-Profils unter der Werksteinzone (IMZ) mehr oder weniger grobklastisch entwickelt. Schichtlücken sind anzunehmen.

Kleinere Mengen Geröllmaterial wurden auch im Ostteil des Untersuchungsgebietes eingebettet, im Trierer Becken. Eine ardennische Abkunft ist dafür eher unwahrscheinlich. Diese Klaster entstammten wohl dem Hunsrück-Bereich, wie es dort im frühen sohu schon einmal der Fall gewesen war (Teil II: Kap. 6.5). Geröllgehalte unterhalb der Werksteinzone sind von WAGNER et al. (2012: 116f.) aus Trier-Euren, im südwestlichen Stadtgebiet, beschrieben worden. Vermerkt wurden 3–4 m mächtige, stark geröllführende Sandsteine. Sie sind der dortigen Intermediärzone (IMZ i.w.S.) zuzuordnen, die eine große fazielle Variabilität zeigt. In der Trierer Region sind darin vorwiegend Dolomitbröckelbänke und die VG-typischen Violetten Horizonte erschlossen. Bei Butzweiler (Abb. 34), im „Römersteinbruch“ (DITTRICH 2004: Halt 1), zeigen sich auffällig helle, hochenergetisch abgelagerte Sandsteine. Sie sind relativ grobkörnig und enthalten zahlreiche große vererzte Holzreste, einige Dolomitbröckellagen und vereinzelte Gerölle. Auch sie gehören zur Intermediärzone. Der Pflanzenreichtum und vereinzelte Cu-Erze sind ein Charakteristikum der südöstlichen IMZ. Dies gilt im Trierer Becken, im Saargau und auch sonst im Saarland. Das Kupfer entstammte ursprünglich dem variskischen Grundgebirge. Eine örtliche Bindung an größere Schollengrenzen scheint sich abzuzeichnen (u.a. Wittlicher Hauptverwerfung, Teil III: 81f. mit Abb. 28). Die alten (Kluft-)Vererzungen wurden aufgewittert, gelöst und chemisch verfügbar gemacht. Dies kann ohne weiteres in der Hiatus-Zeitspanne der linksrheinischen so-Sedimentation geschehen sein, im mittleren und späten Röt 3 und im frühen Röt 4. Im wieder beckenausweitenden, retrogradierenden TST konnten die Kupfer-Ionen dann flächenhaft abgespült und erneut sedimentär eingebunden werden. Wie oben schon angemerkt, geschah derartiges auch im Norden des Untersuchungsgebietes, im Raum Oberweis, wo die rheinisch streichende Großstruktur der Echternacher Grabenzone die Ost-Ardennen begrenzte.

Die Kupfer und Gerölle führenden IMZ-Sandsteine im Trierer Becken gehören schon zum becken-dynamisch definierten soho. Ihre (nur selten vollständig bekannte) Mächtigkeit muss also zu der des Voltziensandsteins addiert werden. In Teil III ist dies bei der Erarbeitung der soho-Subsidenz-musterkarte (Abb. 29) noch nicht geschehen. Entsprechende Korrekturen sind erforderlich (DITTRICH et al. in Vorb.). Die Südwest-Nordost streichende Senkungszone im Großraum Trier wird dann deutlicher hervortreten.

Die marine Zufuhr kam von Norden durch die Eifeler Nord-Süd-Zone. Bei Feilsdorf (Abb. 34), im randlichen Einflussbereich des rheinisch streichenden Echternacher Trogs, ist eine mindestens 22 m mächtige IMZ entwickelt (BOSOLD 1996: Detailprofil Feilsdorf-Ost, ergänzt durch eigene Nachbegehungen). Im tieferen Teil erscheint eine mit zäh geflossenen, Dolomitbröckel-reichem Material verfüllte Rinne, die vom Gesamtgefüge her an eine Prielrinne erinnert (Teil I: 60f.). Die schräggeschichteten Sandsteine darüber (ca. 3 m) zeigen teils Tonhäutchen, teils flächen-deckende Glimmeranreicherungen auf den Vorschüttungsblättern. Tidale Strömungsabrisse können eine Rolle gespielt haben. Höher folgen weitere Sandsteine, rotbraun-violett, glimmerreich und ehemals dolomitementiert. Dolomitbröckel-Lagen und gekappte Relikte von

Dolomitbröckelbänken sind eingeschaltet. Extraklast-Gerölle fehlen hier. In den Dolomitbröckelbänken sind Karbonatgesteinfragmente die einzigen Gerölle (BosOLD 1996: 26). Enthalten sind auch sehr flache, längliche, leicht tonige Dolomitklasten, die sehr früh, in noch weichem Zustand umgelagert und dabei verformt wurden (Teil I: 71f.). Sie entstammen temporären Tümpeln mit Karbonatschlamm-Sedimentation. Unterhalb der Werksteinzone ist das Korn verfeinert, es erscheinen dolomitische Feinsandsteine, Ton- und Silt-Beimengungen, Bioturbation und eine feinere Schräg- und Horizontalschichtung.

Die Profile Reisdorf und Feilsdorf entstammen beide dem Nahbereich einer Trogzone. Die Profilerhaltung war dort begünstigt, der Sedimentbericht ist relativ vollständig. Der tendenzielle Anstieg des Baselevels im TST, untergliedert durch kleinzyklische Meeresspiegel-Schwankungen, ist dort vergleichsweise gut erkennbar. Die abweichende IMZ-Fazies bei Feilsdorf ist der größeren Entfernung zum ardennischen Liefergebiet und der Lage in der rheinischen Trogachse im Norden zuzuschreiben (Teil III: Abb. 29; Korrekturen bei DITTRICH et al. in Vorb.). Hierhin gelangte viel sandiges Sedimentmaterial vom gallischen Liefergebiet im SSW und Südwesten.

In beiden geschilderten Profilen haben sich schwache tidale Anklänge erhalten. Es erscheinen mehrere Faziesmerkmale, die vom typischen fluviatilen Inventar abweichen. Interessanterweise hatte schon MADER (1981e: 514) berichtet, dass „zum Dach der Zwischenschichten zunehmende Schwankungen der lokalen Paläoströmungsrichtungen“ auftreten, die „das Ende einer vorwiegend fluviatilen Epoche einleiten“. Für das Profil Fließem (südöstl. Blatt 5905 Kyllburg; Teil I: Abb. 6) wurde verzeichnet, dass in diesem oberen Bereich sowohl nordöstliche als auch südwestliche und südöstliche Richtungen einmessbar waren (S. 510 + Abb. 6: „12. Zyklus“, etwa 80 m über der soZK-Basis). Dies betrifft wohl den mächtigen IMZ-Abschnitt der obersten Kyllburg-Schichten, der dem Röt 4 angehört.

Im zeitlichen Umfeld der G-Diskordanz hatte sich das krustale Spannungsfeld ein wenig im Uhrzeigersinn gedreht. Die schwächste Hauptnormalspannung  $\sigma_3$  war nun ziemlich genau Nordwest-Südost orientiert (Teil III: Tab. 4 + Abb. 30). Es resultierte eine Extension in dieser Richtung. Im Sockel vorgezeichnete Nordost-Südwest streichende (diagonale) Grabenstrukturen wurden reaktiviert und besonders betont. Die rheinische Trogzone nach Norden hin blieb – etwas abgeschwächt – ebenfalls aktiv. Anfangs war die Subsidenzrate noch so hoch, dass sie kurze schwache Ingressionen ermöglichte. Dadurch konnte sich die „transgressive surface“ des Röt 4-TST im Untersuchungsgebiet vergleichsweise deutlich ausprägen. Derartiges hat sich wohl auch in anderen Teilen des Germanischen Beckens abgespielt. Im Nordosten etwa, in Niedersachsen, zeigt sich dies im äußeren Randbereich des nordöstlichen Reinhardswald-Troges, der ebenfalls Nordost-Südwest streicht. Im weiteren Umfeld des Profilpunktes 28 Hämelerwald-Z1 fand sich dort eine auffällig marine Röt 4-Basis über einer deutlich entwickelten G-Diskordanz (DSK 2013: Abb. 3.4-2 + 4.4-1 + 7.3-3). Im Trier-Luxemburgischen Untersuchungsgebiet wird dieses Röt 4-Anfangsszenario durch die Intermediärzone oberhalb der VG3 abgebildet (Abb. 40). Beckendynamisch gehört sie zum soho. Leider ist sie nur bei sehr guten Aufschlussbedingungen und Profilaufnahmen hinreichend genau abzugrenzen.

Später dann schwächte sich der tektonische Extensions- und Absenkungsimpuls des frühen soho wieder ab. Das Baselevel hob sich nun deutlich langsamer, aber doch stetig an. Am südwestlichen Beckenrand entstand der linksrheinische **Voltziensandstein**. Er repräsentiert eine „gallische“ Randfazies. Seine Ablagerung ging vonstatten, als im Nordosten die Röt 4-Transgression voranschritt. Sequenzstratigraphisch gehört auch dieses Schichtglied in den ausgedehnten Trans-

gressiven Systemtrakt (TST) der M1-Sequenz (Abb. 39, 40). Die zyklisch schwankenden marinen Milieuanklänge der Parasequenzen sind im rechtsrheinischen Beckeninneren gut erkennbar. Es erscheinen Foraminiferen im Röt 4 der erweiterten Eichsfeld-Altmark-Schwelle (PAUL 2006), bei Borken Foraminiferen und planktonische Acritarchen (DOUBINGER & BÜHMANN 1981). Die Röt 4-Anhydritknollen zeigen einen typisch marinen Chemismus (PAUL 2006). In Nordhessen existierte immer noch eine Küstensabkha (PAUL 2002). Im dortigen Referenzprofil Borken K47 enthält die Tonfraktion der feinen Röt 4-Sebkhasedimente erstaunlich hohe Corrensit-Gehalte (BÜHMANN & RAMBOW 1979: Tafel 1). Es ist dies ja ein 14 Å-Wechselagerungsmineral, dessen Bildung unter Einwirkung von marin-lagunären Wässern geschieht (LUCAS 1962, MILLOT 1970). Im K47-Profil kann es bis fast 90 % des Tonbestands der rötlich-violetten Röt 4-Feinsedimente ausmachen. Zum Top hin setzt der Sulfatgehalt aus. Ganz oben im Röt 4 erscheinen anstelle von Corrensit dann andere Wechselagerungs-Tonminerale, die ein marines Milieu dokumentieren (BÜHMANN & RAMBOW 1979).

Wegen der terrestrisch-marinen Übergangssituation im späten Röt ist der linksrheinische Voltziensandstein (soV bzw. so2) in der Literatur viele Jahrzehnte lang als Deltaablagerung angesprochen worden. In den letzter Jahren ist dies auch noch bei BERNERS et al. (1984), MÜLLER & KONZAN (1989), WAGNER (1989) und WAGNER et al. (2012) so angeklungen. Diese Deutung trifft aber nicht zu (Teil I: 52f.). Eine Deltaschüttung in die vorgelagerte Wassersäule des „Muschelkalk-Meeres“ – so die früher tradierte Vorstellung – fand nicht statt. Sie hätte eine Deltakörpertypische Oben-grob-Abfolge hinterlassen müssen (vgl. dazu DITTRICH 1989b). Der Voltziensandstein verfeinert sich aber ganz deutlich nach oben hin. Über der Werksteinzone (soVW) folgt die Lettenregion (soVL), die von den besonders feinkörnigen Grenzletten abgeschlossen wird (Tab. 5). Stattdessen herrschte das Milieu einer weiträumigen, küstennahen Flusslandschaft. Den Befunden der Architektur-Element-Analyse zufolge die Werksteinzone des pfälzischen Voltziensandsteins in weitflächig mäandrierenden Flüssen abgelagert (BINDIG & BACKHAUS 1995). Die Flussrinnen waren breit gestreut. Auf den angrenzenden Hochflutebenen bildeten sich immer wieder marin überflutete Marschflächen mit relativ dichter Vegetation.

Entsprechendes vollzog sich im Trier-Luxemburgischen Untersuchungsgebiet. Dort entstand zunächst die Werksteinzone als eine mehr oder weniger geschlossene Sandsteinabfolge, die meist den größten Teil der soV-Schichtenfolge ausmacht. Tonig-siltige Überflutungssedimente sind darin eher selten erhalten geblieben. Damals stieg das Baselevel offenbar nur sehr langsam an. Zur nachhaltigen Stapelung von Hochflutablagerungen kam es fast nie. Die sich verlagernden Flussrinnen erodierten die lateralen Feinsedimente und arbeiteten sie auf. Dadurch sind im wesentlichen Sandsteine dokumentiert, fein- bis mittelkörnig, mittel- bis großdimensional, oft großbogig schräggeschichtet, mit tonigem Bindemittel. Grobsandanteile sind selten, Gerölle fehlen meistens. Schon etwas stärker verfestigte Pelite konnten lokal zu großen Tongeröllen aufgearbeitet und eingebettet werden.

Oft zeigen sich glimmerbelegte Schichtflächen. Diese können auch innerhalb der Schrägschichtung erscheinen – dies ließ sich im Norden des Untersuchungsgebietes beobachten (bei Binsfeld, Blatt 6006 Landscheid). Im Süden, im Großraum Trier, hatten WAGNER et al. (2012: 120) ein dünnplattiges bis papierartiges Absondern der glimmerreichen Sandsteine notiert. Überdies wurden Bioturbationserscheinungen und mögliche „Myophorienbänke“ erwähnt. Tidal bedingte Strömungsschwankungen und marine Milieu-Einflüsse bei der Ablagerung sind also denkbar. Gewisse Dolomitgehalte im Sandstein sind ja ebenfalls belegt, inzwischen meist allerdings verwittert. Der verbliebene „Manganmulm“ kann gleichmäßig im Gestein verteilt sein, schicht-

parallel in der Lamination oder sogar Schicht-bildend vorkommen (WAGNER et al. 2012). Dolomitbröckelbänke und VH-artige Stillwassersedimente sind äußerst selten. Solche Bildungen beschränken sich auf weniger abgesenkte Rand- bzw. Schwellenbereiche, da dort – abseits der Stromrinnen – noch der primäre zyklische Profilaufbau erhalten geblieben sein kann (DITTRICH & LICHTENSCHIEDT 2007; Teil I: 39).

Der Ablagerungsraum der Lettenregion (soVL) im oberen Voltziensandstein war dann schon sehr distal, also nah am Beckeninneren, angesiedelt (Teil I: 52). Es entstand eine lockere Wechselfolge von Feinsedimenten und geringmächtigen, oft dünnplattigen Sandsteinbänken. Die stratigraphische Position der Schichtgrenze (und mit ihr auch die Mächtigkeitsrelation soVW/soVL) ist regionalen und lokalen Schwankungen unterworfen. Es handelt sich generell um eine Faziesgrenze. Im Nordteil des Untersuchungsgebietes und dort besonders in stärker subsidenten Teilschollen liegt sie tiefer (Teil II: Kap. 6.1). Vom Trend her zeigen sich aber immer eine generelle Kornverfeinerung und eine Energieabnahme nach oben hin. Abseits der flachen Flussrinnen blieben nun größere Mengen von feinklastischen peritidalen Marschsedimenten unerodiert erhalten. Das Baselevel war weiter angestiegen (Abb. 40: TST).

Die feinklastischen Wechselfolgen der Lettenregion gelten seit RÜCKLIN (1954) generell als Wattenbildungen. Diese Milieu-Zuordnung entstand im Saarland („fossiles Watt“). Als Hinweise waren etwa Flaserschichtung und „Wurmkolonien“ angeführt worden. Die Position dieses Ablagerungsraumes im direkten Randbereich des Meeres wurde später auch von BINDIG & BACKHAUS (1995) betont. In der dortigen Sandebene hätten sich nach marinen Flutungen durch Eindampfung Dolomitlagen und dolomitische Bindemittel gebildet.

Eine derartige Situation bestand auch im Trier-Luxemburgischen Untersuchungsgebiet. WAGNER et al. (2012: 121f.) haben für den höheren Voltziensandstein des Trierer Beckens eine helle, graue und gelbliche Laminierung und eine regional verbreitet auftretende Linsenschichtung vermerkt. Vom Südteil des Blattes 6105 Welschbillig (Abb. 34) sind dort wiederholte Fossilfunde von *Estheria* und *Lingula* bekannt geworden (GREBE 1887-1892). Im Norden sind nicht näher spezifizierte Lebensspuren und bioturbate Entschichtung häufig (MADER 1981c: „Westeifel“). Im nördlichen Kylltal zeigten sich im Niveau der abschließenden Grenzletten 2 m tonig-feinsandige feinschichtige Wechselfolgen mit dolomitischen Lagen (KATTAWI 1969). BOSOLD (1996) notierte Einlagerungen von stark bioturbaten oder fein horizontal- bis schwach mikroschräggeschichteten, schwach dolomitischen bzw. mergeligen Feinsedimenten.

Die Lettenregion mit den Grenzletten ist wohl eine proximalere, sandigere Variante der rechtsrheinischen Myophorienschichten. Diese dolomitischen Abfolgen (heute: Dornburg-Subformation der Röt-Formation) schließen den Röt 4 und damit den Buntsandstein ab (PAUL 2006: Fig. 3 + 5, LEPPER et al. 2013: u.a. Tab. 4.4.3-2). Sie enthalten die Muschel *Myophoria vulgaris* und den Brachiopoden *Lingula tenuissima*. Insgesamt gelten sie als intertidal-lagunär (RÖHLING & TIETZE 2013). Sequenzstratigraphisch dokumentiert sich darin eine ingressive Parasequenz innerhalb des Transgressiven Systemtrakts (Abb. 39), der noch bis in den vollmarinen Unteren Muschelkalk reicht (PAUL 2006: Fig. 12).

Entsprechendes erweist sich im Untersuchungsgebiet. Hier kam es im tiefsten Muschelkalk zu einer vollmarinen Ingression von Norden her durch die Eifeler Nord-Süd-Zone (FUCHS & MADER 1980). Der flachmarine Muschelsandstein entstand (Udelfangen-Formation, muU, DITTRICH im Druck b). Nicht zuletzt die von FUCHS & MADER dokumentierten Fossilfunde belegen diesen

Werdegang und dieses paläogeographische Szenario. Im Untersuchungsgebiet ist die basale Rosport-Subformation (muURo) weitgehend dolomitisch ausgebildet. Ihre Trochiten-Gehalte, ihre marinen Mikrofossilien (Foraminiferen) und Zweischaler und auch ihre tidalen Sedimentgefüge (Flaser- und Linsenschichtung) untermauern die fortgesetzte transgressive Tendenz innerhalb der M1-Sequenz.

## 9. Abschließende sequenzstratigraphische Anmerkungen

In den Texten des vorhergehenden Kapitels sind die Begrifflichkeiten der beiden verschiedenen sequenzstratigraphischen Konzepte (Kap. 8.1) ganz bewusst nebeneinander verwendet worden. Die Nomenklatur der eustatisch abgeleiteten klassischen Sequenzstratigraphie mit ihren gut definierten Systemtrakten und Grenzhorizonten ist immer noch von Wert. Eine marine Anbindung war ja im allergrößten Teil der hier bearbeiteten Zeitspanne (Mittlerer und Oberer Buntsandstein) gegeben, die marinen Bezüge sind in den Vorkapiteln 8.1, 8.2 und 8.4 vielfältig dargelegt worden. Zyklische Schwankungen des Meeresspiegels können sich also durchaus ausgewirkt haben.

Das später entwickelte Baselevel-Konzept hingegen legt sich ja kausal nicht fest. Es lässt offen, ob es nun der Meeresspiegel oder ein tektonisches Geschehen oder aber das Klima war, wodurch die Sedimentations-kontrollierende Baselevel-Höhenlage modifiziert wurde. Wegen des nahezu gleichbleibenden Klimas im Buntsandstein (Kap. 8.1 mit Abb. 36) können wesentliche klimatische Steuerungsfaktoren im vorliegenden Fall wohl ausgeschlossen werden. Die Aussagen zu den Baselevel-Trends und -Wendepunkten im Germanischen (Mitteleuropäischen) Buntsandstein summieren daher zunächst einmal mögliche eustatische und regionaltektonische Ursachen. Letztere sind ja im hiesigen Beckenraum völlig unstrittig. Eine Differenzierung der beiden maßgeblichen Wirkmechanismen, Eustasie und Tektonik, ist zweifellos von Interesse. In der vorliegenden Untersuchung ist dies zumindest in Ansätzen versucht worden (Abb. 40), soweit dies angesichts der Datenlage möglich war.

Bei der Tektonik sind zwei verschiedene Effekte zu unterscheiden. Zum einen vollzog sich eine thermisch verursachte Subsidenz. Die langsame postorogene (postvariskische) Abkühlung und Kontraktion der Kruste bewirkte die fortschreitende Absenkung eines riesigen Krustenfeldes. Diese verbesserte kontinuierlich die Möglichkeit für einen Zutritt des Weltmeeres. Generell wirkte diese thermische Subsidenz eher langsam und weitflächig; die laterale Ausdehnung des Beckenraums konnte sich dadurch erweitern.

Andererseits kam es durch untertriassische plattentektonische Schollenbewegungen zu neuen Spannungsfeldern in der Erdkruste. Pangäa brach auf, Schollen individualisierten sich, rotierten und verkanteten sich. Zeitlich wechselnde Stressfelder entstanden, in denen die Hauptnormalspannungen verschieden ansetzten (Teil III: Kap. 7.3.3 mit Tab. 4). Es resultierten konkrete tektonische Einzelereignisse, mit regionalen Hebungen und Verstaltungen. Die bekannten Buntsandstein-Diskordanzen entstanden (Tab. 5). Sie markieren definierte tektonische Pulse, die mehr oder weniger rasch einsetzten, Vertikalbewegungen und Schichtlücken verursachten und zur Etablierung neuer spezifischer Subsidenzmuster führten. Sie wirkten eine Zeit lang nach und verklangen dann allmählich wieder. Die hochaktiven Anfangsphasen solcher tektonischen Pulse führten dazu, dass sich das Meer deutlich zurückzog und danach noch eine Zeit lang „außen vor“ blieb. Im Buntsandstein, einer tektonisch durchaus aktiven Zeit, war dies häufiger der Fall.

Die tektonisch bedingte Regression und die nachfolgende marine Wieder-Flutung verursachte sedimentäre Stapelungsmuster, die in etwa denen entsprechen, die in der klassischen Sequenzstratigraphie beschrieben sind.

AIGNER & BACHMANN (1992) hatten damals besondere Markierungen eingefügt, um die von ihnen ausgewiesenen Sequenzgrenzen in ihrer Stärke zu bewerten und um sie mit denen der globalen Exxon-Chart von HAQ et al. (1987, 1988) zu vergleichen. Es wurden stärkere, schwächere (im Keuper) und zusätzliche Sequenzgrenzen markiert. Manche davon blieben auch unkommentiert (Abb. 39). Ein solcher direkter Vergleich mit Sequenzen in weit entfernten Ablagerungsräumen setzt aber eine tragfähige Anbindung der Germanischen Trias-Schichtenfolge an die globale Trias-Stratigraphie voraus. Eine derartige weiträumige Korrelation ist aber sehr schwierig, insbesondere im relativ fossilarmen und eher Vulkanit-freien Buntsandstein. Im Detail ist sie nach wie vor umstritten (vgl. etwa RÖHLING et al. 2018). Ein Beitrag dazu ist vom hier bearbeiteten südwestdeutschen Beckenrand her nicht zu leisten. Generell ist aber wohl die nötige korrelative Genauigkeit zur korrekten zeitlichen Einpassung sämtlicher „germanischen“ Sequenzen ins globale eustatische Geschehen noch nicht gegeben. In einer späteren Reproduktion des sequenzstratigraphischen Modells bei AIGNER & BACHMANN (1998) wurden diese vergleichenden Sondermarkierungen nicht mehr übernommen.

Auch wenn zyklische Meeresspiegel-Schwankungen das Sedimentationsgeschehen beeinflusst haben, so spielte doch die Tektonik für die Buntsandstein-Stratigraphie die beherrschende Rolle, auch für die Sequenzstratigraphie. Nach den hier vorgelegten Untersuchungen ist es wahrscheinlich, dass die von PAUL (2006) zusätzlich ausgehaltene Sequenzgrenze am Wechsel Röt 1/ Röt 2 (Grenze B5a/B5b) mit der südwestdeutschen K-Diskordanz zusammenfällt (Tab. 5). Auch sie ist also wohl durch mitteleuropäische Krustenbewegungen initiiert oder zumindest modifiziert worden. Daraus folgt dann, dass tatsächlich keine der im Germanischen Buntsandstein ausgewiesenen Sequenzgrenzen gänzlich atektonisch entstanden ist.

Von HAQ et al. (1987: Abb. auf S. 1165) waren in der globalen Trias weitaus weniger Sequenzen rekonstruiert worden. Im übergeordneten Verlauf, im „Long-Term-Bereich“, zeigt die betreffende eustatische Kurve einen allmählichen Anstieg des Meeresspiegels, vor allem im zeitlichen Bereich des Buntsandsteins. Dieser global gegebene Anstiegstrend ist bei uns also phasenweise gestört und verzögert worden. Die tektonischen Einzelereignisse segmentierten hier die transgressive Tendenz. Zusätzliche Sequenzgrenzen bildeten sich heraus. Als die jeweiligen Hebungen und vertikalen Relativbewegungen ausklangen, konnte das Meer allmählich flächenhaft zurückkehren, auch auf Schwellen und Randbereiche. Beim dadurch verursachten Anstieg der Erosionsbasis entstanden sedimentäre Stapelungsmuster, die den klassischen Systemtrakten entsprechen. Die tektonisch ausgestalteten Sequenzgrenzen sind allerdings ausgedehnter als im rein eustatisch bedingten Normalfall, ihre Schichtausfälle sind größer. Daher wurde hier auch in Abb. 40 davon abgesehen, einen „Falling Stage Systems Tract“ (FSST), den vierten (den letzten) Systemtrakt einer vollständigen modellhaften Sequenz, systematisch als fehlend auszuweisen. Die relative Hochlage des untertriassischen mitteleuropäischen Sedimentationsraums stand seiner Erhaltung generell entgegen.

Auch die Tiefstand-Systemtrakte (LST) sind ja nicht immer und überall im Sedimentbericht des tektonisch aktiven Buntsandstein-Beckens dokumentiert. Meist erscheinen sie nur in den tieferen, rechtsrheinischen Beckenbereichen. Insbesondere die großen Trogachsen, wie etwa die Hessische Senke mit dem Reinhardswald-Trog, enthalten sehr vollständige Abfolgen. Die vom damals

herrschenden Stressfeld induzierte differenzielle Absenkung solcher Spezialtröge verursachte ein hinreichend hohes Baselevel. Infolgedessen bestand dort auch ein Erhaltungspotenzial für die (rein terrestrischen) Sedimente im unteren Teil von Sequenzen. Ein Beispiel dafür ist der LST der M1-Sequenz im Bohrkernprofil Borken; dort ist sogar auch der obere HST der vorhergehenden Sequenz B5b erhalten (Kap. 8.4; Abb. 40). Die krustale Extensionsrichtung Nordwest-Südost im Röt-Stressfeld (Teil III: Tab. 4) hatte dies begünstigt (Abb. 35). Trotz ausreichender Subsidenz bildete sich dort eine deutliche Regression ab. Insofern ist es relativ wahrscheinlich, dass zu dieser Zeit (Sequenzgrenze B5b/M1) auch ein eustatischer Meeresspiegel-Tiefstand verwirklicht war.

Zu anderen Zeiten „wartete“ der vorgelagerte Ozean, mit seinem gegebenen Meeresspiegelniveau, „wie eine gespannte Feder“ – um es einmal so bildhaft auszudrücken. Sobald es die großräumig bestehende Relation von Subsidenz und globalem Meeresspiegel zuließ, konnte das Meer kurzfristig weit auf das Festland vorrücken und mit seichten Flutungen das Sedimentationsgeschehen überprägen. Dabei konnte die maximale Transgressionsphase in den Beckenrandregionen tektonisch bedingt auch etwas später als im Beckeninneren stattgefunden haben (Abb. 40: VG3). Generell war es ein fragiles, sehr feines Gleichgewicht, welches über Trans- und Regression entschied. Dies lag nicht zuletzt an der „spiegelnahen“ Grund-Disposition des Mitteleuropäischen Krustenfeldes zur Zeit der Untertrias.

Im Buntsandstein-Band der Deutschen Stratigraphischen Kommission (DSK 2013) war das Kapitel zur Sequenzstratigraphie von TIETZE & RÖHLING überschrieben mit dem Zusatz „Ein Statusbericht“. Darin klang an, dass noch kein ausreichend stimmiges Gesamtmodell existiert. Möglicherweise zeigt die hier vorgelegte Arbeit neue Wege dafür auf. Wenn man nämlich die Violetten Horizonte und Grenzzonen als ingressive Faziessignale anerkennt, kommt „Bewegung“ in die sequenzstratigraphische Interpretation der Untertrias. Das Gesamtmodell könnte dadurch erweitert werden, einige Widersprüche würden sich auflösen. Nach längeren Zeiten mit ansteigendem Baselevel im Transgressiven Systemtrakt markieren diese Schichtabschnitte den Beginn des Hochstand-Systemtrakts und dessen einleitende maximale Überflutung. Solche Hochstands-Sedimente haben auch noch in lückenhaften Beckenrandprofilen ein hohes Erhaltungspotential. Sie sind nämlich keine Regressionsmerkmale und keine Verwitterungsböden, für deren Entstehung viel Zeit veranschlagt werden muss. Stattdessen entstehen sie relativ rasch, durch die ingressive Einbringung einer karbonatisch-salinaren Stofffracht und eine Änderung des chemischen und sedimentären Milieus (Kap. 8.2). Sie fügen sich in den Kontext anderer Faziesmerkmale, die sich in der ablaugungsanfälligen klastischen Proximalfazies noch erhalten konnten und die ebenfalls auf ein hohes Baselevel und die geographische Nähe des Meeres hindeuten.

Die aus dem Beckeninneren bekannten Sequenzen bzw. Baselevel-Anstiegsphasen finden in diesen markanten transgressiven Ereignissen ihre sinnvolle Ergänzung. Es eröffnen sich damit auch Möglichkeiten, die süddeutsche Buntsandstein-Abfolge an die des Beckeninneren anzuschließen. PAUL (2006: 128) hatte ja noch das methodische Manko einer tragfähigen stratigraphischen Korrelierbarkeit zwischen dem fluviatilen Faziesbereich der südlichen Proximalzone und dem breiten Sebka-Faziesgürtel benannt. Dies hat sich inzwischen deutlich verbessert. Zumindest die Buntsandstein-Korrelation von Hessen über den Rhein hinweg sollte nun „sitzen“, nicht zuletzt durch den Anschluss der tektonischen Ereignisse und ihren regelhaften Auswirkungen auf die danach herrschenden Subsidenzmuster.

Als Letztes noch eine Anmerkung im Ausblick. Spezielle Aspekte der strukturellen und paläogeographischen Anbindung des Trier-Luxemburgischen Untersuchungsgebietes nach Norden,

über die Eifeler Nord-Süd-Zone mit der Nord-Eifel bis in die Niederlande hinein, sind in der vorliegenden Untersuchung aus Volumengründen ausgeklammert worden. Ihnen soll eine eigene Publikation im nächstjährigen Band dieser Reihe gewidmet werden.

## Schriften

- AIGNER, T. & BACHMANN, G. H. (1992): Sequence-stratigraphic framework of the German Triassic. – *Sediment. Geol.*, **80**: 115-135, 14 Abb.; Amsterdam (Elsevier).
- (1998): Sequence Stratigraphy of the German Triassic: A short Overview. – *Hallesches Jahrb. Geowiss., Reihe B, Beih.* **6**: 23-26, 14 Abb.; Halle.
- BACKHAUS, E. (1974): Limnische und fluviatile Sedimentation im südwestdeutschen Buntsandstein. – *Geol. Rundschau*, **63**: 925-942, 14 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- (1994): Der Einfluß der Tektonik und des skythisch-anisichen Meeresspiegelanstiegs auf die Faziesgliederung des Oberen Buntsandsteins im Germanischen Triasbecken. – *Z. deutsch. geol. Ges.*, **145**: 325-342, 6 Abb.; Hannover.
- (1996): Eine biostratigraphische Bewertung der Faunen im Buntsandstein des Germanischen Beckens. – *Jber. Mitt. geol. Ver., N.F.* **78**: 257-279, 1 Tab.; Stuttgart.
- BACKHAUS, E. & HEIM, D. (1995): Die fluvio-lakustrine Fazies des Übergangsbereichs Plattensandstein/Rötquarzit (oberer Buntsandstein) im mittleren Odenwald unter besonderer Berücksichtigung der Violetten Zonen. – *Geol. Jb. Hessen*, **123**: 49-68, 11 Abb., 1 Taf.; Wiesbaden.
- BACKHAUS, E., BINDIG, M., FAN, S. & MAXEINER, T. (1993): Ephemere-fluviatile und äolische Sedimentation unter ariden Bedingungen im Mittleren Buntsandstein von Lissingen (Westeifel). – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F.* **75**: 255-273, 9 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- BACKHAUS, E., HAGDORN, H., HEUNISCH, C. & SCHULZ, E. (2013): Biostratigraphische Gliederungsmöglichkeiten des Buntsandstein. – In: DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION (Hrsg.): *Stratigraphie von Deutschland XI. Buntsandstein*: 151-164, 3 Tab., 1 Taf. – *Schr.-R. dt. Ges. für Geowiss.*, **69**: 657 S.; Hannover.
- BECHSTÄDT, T., LEYRER, K., RÜFFER, T. & ZÜHLKE, R. (1994): Sequenzstratigraphie, Steuerungsfaktoren mariner Sedimentation und Simulation von Faziesentwicklungen. – Workshop im Rahmen der 146. Jahrestagung Deutsche Geologische Gesellschaft, Heidelberg 3.-6. Oktober 1994, Kurshandbuch, 221 S., zahlreiche Abb.; Heidelberg (Geol.-Paläont. Institut der Univ.).
- BECKER, A. (2005): Sequenzstratigraphie und Fazies des Unteren und Mittleren Buntsandsteins im östlichen Teil des Germanischen Beckens (Deutschland, Polen). – *Hallesches Jb. Geowiss., Reihe B, Beih.* **21**, 117 S., 38 Abb., 9 Tab., 8 Taf., 4 Anh., 7 Anl.; Halle/Saale.
- BECKER, R. E. (1990): Profile der Solling-Folge am Südost-Rand der Niederhessischen Senke. – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **19**: 201-212, 1 Abb.; Mainz.
- BERNERS, H.-P., BOCK, H., COUREL, L., DEMONFAUCON, A., HARY, A., HENDRIKS, F., MÜLLER, E., MULLER, A., SCHRADER, E. & WAGNER, J. F. (1984): Vom Westrand des Germanischen Trias-Beckens zum Ostrand des Pariser Lias-Beckens: Aspekte der Sedimentationsgeschichte. – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F.* **66**: 357-395, 14 Abb., 1 Tab., 3 Taf.; Stuttgart.
- BINDIG, M. (1991): Räumliche und zeitliche Veränderungen des fluviatilen Environments der Solling-Formation. – *Diss. T.H. Darmstadt*, 218 S. + 156 S. i. Anh., 82 Abb., 13 Tab.; Darmstadt.
- BINDIG, M. & BACKHAUS, E. (1995): Rekonstruktion der Paläoenvironments aus den fluviatilen Sedimentkörpern der Röt-Sandstein-Fazies (Oberer Buntsandstein) Südwestdeutschlands. – *Geol. Jb. Hessen*, **123**: 69-105, 31 Abb., 2 Tab.; Wiesbaden.

- BOURQUIN, S., PERON, S. & DURAND, M. (2006): Lower Triassic sequence stratigraphy of the western part of the Germanic Basin (west of Black Forest): Fluvial system evolution through time and space. – *Sediment. Geol.*, **186**: 187-211, 11 Fig.; Amsterdam (Elsevier).
- BOSOLD, A. (1996): Geologische Kartierung der Trier-Bitburger Bucht zwischen Hamm und Baustert/Südeifel (Blatt 5904 Waxweiler und Blatt 6004 Oberweis). – Dipl.-Arb. Univ. Bonn, 64 S., 13 Abb., 3 Tab.; Bonn – (unveröff.).
- BÜHMANN, D. & RAMBOW, D. (1979): Der Obere Buntsandstein (Röt) bei Borken/Hessen, Stratigraphie und Tonmineralogie. – *Geol. Jb. Hessen*, **107**: 125-138, 1 Abb., 1 Taf.; Wiesbaden.
- BUSH, P. (1973): Some aspects of the diagenetic history of the Sabkha in Abu Dhabi, Persian Gulf. – 395-407, 11 Figs., In: PURSER, B. H. (Hrsg.): *The Persian Gulf*: 471 p.; Berlin, Heidelberg, New York (Springer).
- BUSSE, E. & HORN, M. (1978): Neue Fossilfunde im Mittleren Buntsandstein NW-Hessens und ihre Bedeutung für die Paläogeographie. – *Geol. Jb. Hessen*, **106**: 131-142, 2 Abb., 1 Tab.; Wiesbaden.
- CATUNEANU, O. (2006): *Principles of Sequence Stratigraphy*. – 175 S.; Amsterdam (Elsevier).
- CORNELL, R. M. & SCHWERTMANN, U. (2006): *The Iron Oxides: Structure, Properties, Reactions, Occurrences and Uses*. – 2. Aufl., XXXIX + 664 S.; Weinheim (Wiley-VCH).
- DACHROTH, W. (1988): Genese des linksrheinischen Buntsandsteins und Beziehungen zwischen Ablagerungsbedingungen und Stratigraphie. – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F.* **70**: 267-333, 17 Abb., 10 Taf.; Stuttgart.
- (2009): Violette Horizonte – eine Literaturlauswertung. – *Schr.-R. dt. Ges. für Geowiss.*, **54**: 75-104, 4 Tab.; Hannover, Stuttgart (Schweizerbart).
- (2013): Paläoböden im Buntsandstein und deren stratigraphische Bedeutung. – In: DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION (Hrsg.): *Stratigraphie von Deutschland XI. Buntsandstein*: 223-231 – *Schr.-R. dt. Ges. für Geowiss.*, **69**: 657 S.; Hannover.
- DERSCH-HANSMANN, M., HUG, N. & WONIK, T. (2010): Ein vollständiges Rötprofil (Oberer Buntsandstein) in Nordhessen – Lithostratigraphie, Sedimentfazies, Geochemie und Geophysik der Kernbohrung Fürstenwald. – *Geol. Jb. Hessen*, **136**: 65-107, 8 Abb., 8 Tab.; Wiesbaden.
- 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*: 385-419, 21 Abb., 1 Tab. – *Schr.-R. dt. Ges. für Geowiss.*, **69**: 657 S.; Hannover.
- DITTRICH, D. (1982): Die Randfazies der Trias im Raum Bissen/Colmar-Berg (Luxemburg). Stratigraphische, karbonatpetrographische und tonmineralogische Untersuchungen. – Dipl.-Arb. Univ. Bonn, 98 S., 15 Abb., 6 Tab., 9 Anl.; Bonn – (unveröff.).
- (1989a): Beckenanalyse der Oberen Trias in der Trier-Luxemburger Bucht. Revision der stratigraphischen Gliederung und Rekonstruktion der Paläogeographie. – *Publ. Serv. Géol. Lux.*, **XXVI**, 223 S., 6 Abb., 6 Tab., 8 Anl.; Luxembourg.
- (1989b): Der Schilfsandstein als synsedimentär-tektonisch geprägtes Sediment – eine Umdeutung bisheriger Befunde. – *Z. dt. geol. Ges.*, **140**: 295-310, 1 Abb., 1 Tab.; Hannover.
- (1996): Unterer Buntsandstein und die Randfazies des Zechsteins in der nördlichen Pfälzer Mulde (Exkursionen C1 am 11. und C2 am 12. April 1996). – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F.* **78**: 71-94, 4 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- (2004): Die ardennische Trias- und Lias-Randfazies in der Trierer Bucht (Exkursionen B1 am 15. und B2 am 16. April 2004). – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F.* **86**: 49-76, 8 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- (2014a): Besonderheiten des Buntsandsteins. – Vortrag 135. Jahrestagung des Oberrheinischen Geologischen Vereins, 24. April 2014 in Kaiserslautern.

- (2014b): Besonderheiten des Pfälzer Buntsandsteins im Nordwestteil der Pfälzer Mulde (Exkursion G am 25. April 2014). – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. **96**: 129-163, 11 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
  - (2015): Geologische Karte von Rheinland-Pfalz 1 : 25 000. Blatt 6611 Hermersberg. Erläuterungen. 114 S., 38 Abb., 11 Tab., 1 Strukturkt.; Mainz (Landesamt für Geologie und Bergbau Rheinland-Pfalz).
  - (2016a): Kugelfelsen und Röhrenhöhlen als Spezialphänomene des Pfälzer Buntsandsteins. – Mainzer geowiss. Mitt., **44**: 73-148, 27 Abb., 3 Tab.; Mainz.
  - (2016b): Zur stratigraphischen Stellung der pfälzischen Oberen Felszone (Mittlerer Buntsandstein). – Mainzer geowiss. Mitt., **44**: 161-184, 7 Abb., 1 Tab.; Mainz.
  - (2017): Marine Signale im höheren Buntsandstein der Trier-Luxemburger Bucht? Teil I: Auffällige Horizonte und besondere Faziesmerkmale. – Mainzer geowiss. Mitt., **45**: 7-92, 13 Abb., 1 Tab.; Mainz.
  - (2018): Marine Signale im höheren Buntsandstein der Trier-Luxemburger Bucht? Teil II: Die regionalen Fazies- und Mächtigkeitsmuster im Trier-Luxemburgischen Randbecken. – Mainzer geowiss. Mitt., **46**: 41-128, 10 Abb., 1 Tab.; Mainz.
  - (2019): Marine Signale im höheren Buntsandstein der Trier-Luxemburger Bucht? Teil III: Die Rolle der Tektonik als Steuerungsfaktor der regionalen Sedimentation. – Mainzer geowiss. Mitt., **47**: 69-146, 10 Abb., 2 Tab.; Mainz.
  - (im Druck a): Zechstein-Formationen der Pfalz. – In: DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION (Hrsg.): Stratigraphie von Deutschland. Zechstein. – Schriftenreihe deutsch. geowiss. Ges., **89**, 14 S., 1 Tab.; Hannover. Vgl. auch: Stauf-Formation. – In: LithoLex [Online-Datenbank], Hannover: BGR. Last updated 01.08.2012. Record No. 6002005. Available from: <https://litholex.bgr.de>
  - (im Druck b): Der Muschelkalk in der Trierer Bucht. – In: DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION (Hrsg.): Stratigraphie von Deutschland. Muschelkalk. – Schriftenreihe deutsch. geowiss. Ges., **91**: 37 S., 25 Abb., 1 Tab.; Hannover.
  - (im Druck c): Die gallo-ardennische Randfazies der Germanischen Trias: Südeifel und Luxemburg. – In: HAUSCHKE, N., BACHMANN, G. H. & FRANZ, M. (Hrsg.): Trias. Aufbruch ins Erdmittelalter: 138-151, 26 Abb.; München (Pfeil).
  - (in Vorb. a): Der paläogeographisch-fazielle Nord-Anschluss des marin beeinflussten höheren Buntsandsteins der Trier-Luxemburger Bucht (Arbeitstitel). – Mainzer geowiss. Mitt., **49**; Mainz.
  - (in Vorb. b): Methodische Probleme und Missverständnisse bei der französisch-deutschen Buntsandstein-Korrelation (Arbeitstitel). – Mainzer geowiss. Mitt.; 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**: 73-112, 15 Abb.; Mainz.
- DITTRICH, D. & LICHTENSCHIEDT, E. (2007): Buntsandstein des östlichen Bitburger Beckens aus Kernbohrungen bei Spangdahlem (Südeifel). – Mainzer geowiss. Mitt., **35**: 81-134, 20 Abb., 3 Tab.; Mainz.
- DITTRICH, D., COLBACH, R. & FEIST-BURKHARDT, S. (in Vorb.): Oberer Buntsandstein und Unterer Muschelkalk der Kernbohrung Reisdorf – Stratigraphie, Lithofazies und Palynologie mit Rückschlüssen auf die Paläogeographie. – Publ. Serv. Géol. Lux.; Luxembourg.
- DOUBINGER, J. & BÜHMANN, D. (1981): Röt bei Borken und bei Schlüchtern (Hessen, Deutschland). Palynologie und Tonmineralogie. – Z. dt. geol. Ges., **132**: 421-449, 5 Abb., 1 Tab., 3 Taf.; Hannover.

- DSK (DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION) (Hrsg., 2013): Stratigraphie von Deutschland XI. Buntsandstein. – Schriftenreihe Deutschen Gesellschaft für Geowiss., **69**, 657 S.; Hannover.
- FRANSOLET, A. M. (1970): Analyse des minéraux argileux du Grès Bigarré du sondage de Mersch. – Publ. Serv. Géol. Lux., Bull. **3**: 15 p., 4 figs.; Luxembourg.
- FREUDENBERGER, W., GEYER, G. & SCHRÖDER, B. (2013): Der Buntsandstein im nördlichen Bayern (nordwestliches Franken, Bruchschollenland und Randfazies im Untergrund. – In: DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION (Hrsg.): Stratigraphie von Deutschland XI. Buntsandstein: 547-582, 22 Abb., 3 Tab. – Schr.-R. dt. Ges. für Geowiss., **69**, 657 S.; Hannover.
- FUCHS, G. & MADER, D. (1980): Fossilführender mariner Muschelkalk im Oberbettinger Triasgebiet (Westeifel). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1980, H. **11**: 651-672, 4 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- FUCHS, G., GRAUVOGEL-STAMM, L. & Mader, D. (1991): Une remarquable flore à *Pleuromeia* et *Anomopteris* in situ du Buntsandstein moyen (Trias inférieure) de l'Eifel (R. F. Allemagne). Morphologie, paléoécologie et paléogéographie. – Palaeontographica, **B 222**: 89-120; Stuttgart.
- FÜCHTBAUER, H. (Hrsg., 1988): Sedimente und Sedimentgesteine. – 4. Aufl., 1141 S., 660 Abb. 113 Tab.; Stuttgart (Schweizerbart).
- GELUK, M. C. & RÖHLING, H.-G. (1999): High-resolution sequence stratigraphy of the Lower Triassic 'Buntsandstein': a new tool for basin analysis. – Zbl. Geol. Paläont., I: 7-8: 727-745; Stuttgart.
- GOUDIE, A. (1983): Environmental Change. – 2. Aufl., XI + 258 S.; Oxford.
- GREBE, H. (1887-1892): Geologische Spezialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten, 1 : 25 000 mit Erläuterungen. Blatt Oberweis Nr. 6004 (1887), Erläuterungen (1892) 18 S., Blatt Welschbillig Nr. 6105 (1891), Erläuterungen (1892) 17 S.; Berlin (Kgl. preuss. geol. Landesanstalt).
- HAQ, B. U., HARDENBOL, J. & VAIL, P. R. (1987): Chronology of Fluctuating Sea Levels since the Triassic. – Science, **235**: 1156-1166, 5 Abb.; Washington D.C.
- HAQ, B. U., HARDENBOL, J. & VAIL, P. R. (1988): Mesozoic and cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. – In: WILGUS, C. K. et al. (Hrsg.): Sea-level changes – an integrated approach. SEPM Spec. Publ., **42**: 71-108; Tulsa.
- HEIM, D. (1970): Über die Farben der Buntsedimente im saarpfälzischen Rotliegenden und im Buntsandstein. – Abh. Hess. L.-Amt Bodenforsch., **56**: 117-128, 2 Abb., 1 Taf.; Wiesbaden.
- HEUNISCH, C. (1999): Die Bedeutung der Palynologie für Biostratigraphie und Fazies in der Germanischen Trias. – In: HAUSCHKE, N. & WILDE, V. (Hrsg.): Trias – Eine ganz andere Welt: 207-220, 2 Abb., 1 Tab., 4 Taf.; München (Pfeil).
- HEUNISCH, C. & RÖHLING, H.-G. (2016): Early Triassic phytoplankton episodes in the Lower and Middle Buntsandstein of the Central European Basin. – Z. dt. Ges. für Geowiss., **167**: 227-248, 1 Abb., 2 Tab.; Stuttgart.
- HORN, M. (1991): Buntsandstein und Muschelkalk am Westrand der Hessischen Senke (Exkursion H am 6. April 1991). – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. **73**: 155-176, 5 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- HORNUNG, J. & AIGNER, T. (2002): Reservoir Architecture in a terminal alluvial plain: an outcrop analogue study (Upper Triassic, Southern Germany). Part II: Cyclicity, controls and models. – Journal of Petroleum Geology, **25** (2): 151-178, 9 Abb.; Beaconsfield (Scientific Press).
- KATTAWI, Z. (1969): Untersuchungen im Buntsandstein der nördlichen Trierer Bucht (auf Grund einer Kartierung 1: 25.000). – Dipl.-Arb. Univ. Heidelberg, 49 S., 8 Abb., 1 Kte.; Heidelberg – (unveröff.).

- KÖPPEN, K.-H. (1987): Geologie und Hydrogeologie der Gerolsteiner Mulde und ihrer Umgebung. – Diss. Univ. Trier, 85 S., 32 Abb., zahlr. Tab., 5 Anl.; Trier.
- KOVALEVYCH, V., PAUL, J. & PERYT, T. M. (2009): Fluid inclusions in halite from the Röt (Lower Triassic) salt deposit in central Germany: evidence for seawater chemistry and conditions of salt deposition and recrystallization. – *Carbonates and Evaporates*, **24**: 45-57, 5 figs., 5 tab.; Berlin, Heidelberg (Springer).
- KREMB-WAGNER, F. (1996): Zur Geologie und Hydrogeologie der Trier-Bitburger Mulde. – Schriftenreihe Schiefer-Fachverband Deutschland, Sonderband **1996**: 1-130, 29 Abb., 21 Tab., 2 Anl. (auch Diss. Univ. Trier); Bonn.
- LANGBEIN, R. (1974): Zur Petrologie der Karneole des thüringischen Chirotheriensandsteins (Solling-Folge). – *Chemie der Erde*, **33**: 301-325, 2 Abb., 5 Taf.; Jena.
- LEPPER, J. & UCHMANN, A. (1995): Marine Einflüsse im Mittleren Buntsandstein der Hessischen Senke – dargestellt am Beispiel des Weserprallhanges an der Ballertasche bei Hann. Münden. – *Zbl. Geol. Paläont., Teil I*, **1994** (1/2): 175-186, 2 Abb., 2 Taf.; Stuttgart.
- LEPPER, J., RAMBOW, D. & RÖHLING, H.-G. (2013): Lithostratigraphie des Buntsandstein in Deutschland. – In: DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION (Hrsg.): Stratigraphie von Deutschland XI. Buntsandstein: 69-149, 31 Abb., 10 Tab. – *Schr.-R. dt. Ges. für Geowiss.*, **69**, 657 S.; Hannover.
- LEPPLA, A. (1908): Geologische Spezialkarte von Preussen und den Thüringischen Staaten, 1 : 25 000, Blatt („Kilburg“) Kyllburg Nr. 5905, mit Erläuterungen. – 31 S.; Berlin (Kgl. preuss. geol. Landesanstalt).
- LGB (LANDESAMT FÜR GEOLOGIE UND BERGBAU) (Hrsg.) (2005): Geologie von Rheinland-Pfalz: 400 S., 162 Abb., 36 Tab., 3 Anl.; Stuttgart (Schweizerbart).
- LUCAS, J. (1962): La transformation des minéraux argileux dans la sédimentation. Études sur les argiles du Trias. – *Mem. Serv. Carte Géol. Als.-Lorr.*, **23**: 202 S.; Strasbourg.
- LUCIUS, M. (1948): Erläuterungen zu der Geologischen Spezialkarte Luxemburgs. Das Gutland. – *Publ. Serv. Géol. Lux.*, **V**, 405 S., 30 Abb., 10 Tab., 4 Taf.; Luxembourg.
- LUKAS, V. & WENZEL, B. (1991): Pedogenese und Diagenese der Solling-Folge (Buntsandstein, Trias) in Nordosthessen. – *Geol. Jb. Hessen*, **119**: 103-117, 3 Abb., 1 Taf.; Wiesbaden.
- MADER, D. (1979): Stratigraphie und Faziesanalyse im Buntsandstein der Westeifel. – Diss. Univ. Heidelberg, 293 S., 96 Abb., 8 Taf., 2 Anl.; Heidelberg.
- (1980a): Äolische und fluviatile Sedimentation im Mittleren Buntsandstein der Westeifel. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **160**: 1-41, 9 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
  - (1980b): Paläowindrichtungen und Paläoströmungsrichtungen im Mittleren Buntsandstein der Westeifel. – *Geol. Rundschau*, **69**: 922-942, 7 Abb.; Stuttgart.
  - (1980c): Petrographie und Genese der Bröckelbänke im Oberen Buntsandstein der Westeifel. – *Oberrhein. geol. Abh.*, **29**: 1-28, 6 Abb., 3 Tab., 3 Taf.; Karlsruhe.
  - (1980d): Vulkanische Gesteinsbruchstücke im Buntsandstein der Westeifel. – *N. Jb. Miner. Mh.*, **1980**: 314-321; Stuttgart.
  - (1981a): Äolische und fluviatile Sedimentation im Mittleren Buntsandstein der Südeifel. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **161**: 354-407, 12 Abb.; Stuttgart.
  - (1981b): Diagenesis of the Buntsandstein (Lower Triassic) in Western Eifel (Germany). – *N. Jb. Miner. Abh.*, **142**: 1-26, 3 Taf., Stuttgart.
  - (1981c): Fluviatile Sedimentation im Oberen Buntsandstein der Westeifel. – *Z. dt. geol. Ges.*, **132**: 383-420, 7 Abb., 2 Taf.; Hannover.
  - (1981d): Genesis of the Buntsandstein (Lower Triassic) in the Western Eifel (Germany). – *Sediment. Geol.*, **29**: 1-30, 10 Abb., 2 Tab., 1 Taf.; Amsterdam (Elsevier).

- (1981e): Paläoströmungsrichtungen im Oberen Buntsandstein der Westeifel. – Z. geol. Wiss., **9**: 501-518, 6 Abb., 2 Tab.; Berlin.
  - (1982): Sedimentologie und Genese des Buntsandsteins in der Eifel. – Z. dt. geol. Ges., **133**: 257-307, 10 Abb., 5 Tab., 3 Taf.; Hannover.
  - (1983a): Evolution of fluvial depositional environment in the Buntsandstein (Lower Triassic) of the Eifel (Germany). – *Sedimentary Geology*, **37**: 1-83, 18 Abb., 2 Tab.; Amsterdam (Elsevier).
  - (1983b): Lakustrine Sedimentation im Mittleren Buntsandstein der Südeifel. – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **12**: 217-260, 18 Abb.; Mainz.
  - (1984): Fluviatile Sedimentation im Wechsel mit Pedogenese in der Marginalfazies der Zwischenschichten im Oberen Buntsandstein von Luxemburg. – *Oberrhein. geol. Abh.*, **33**: 15-66, 9 Abb., 2 Tab.; Karlsruhe.
  - (1985): Aspekte der Stratigraphie und Ablagerungsgeschichte des Buntsandsteins in der Eifeler Nord-Süd-Zone (Deutschland und Luxemburg). – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver.*, N.F. **67**: 199-242, 12 Abb.; Stuttgart.
  - (1992): Evolution of palaeoecology and palaeoenvironment of Permian and Triassic fluvial basins in Europe. Vol. 1: Western and Eastern Europe. – 738 S., 52 Abb., 87 Tab., 40 Taf.; Stuttgart, New York (Fischer).
- MADER, D. & TEYSSEN, T. (1985): Palaeoenvironmental interpretation of fluvial red beds by statistical analysis of palaeocurrent data: examples from the Buntsandstein (Lower Triassic) of the Eifel and Bavaria in the German Basin (Middle Europe). – *Sediment. Geol.*, **41**: 1-74, 18 Abb., 3 Tab., 2 Taf.; Amsterdam (Elsevier).
- MEYER, W. (1994): *Geologie der Eifel*. 3. Aufl., XV + 618 S., 154 Abb., 13 Tab., 2 Beil.; Stuttgart (Schweizerbart).
- (2013): *Geologie der Eifel*. 4. Aufl., XIV + 704 S., 157 Abb., 12 Tab., 8 Taf., 1 Beil.; Stuttgart (Schweizerbart).
- MIALL, A. D. (2010): *Geology of Stratigraphic Sequences*. – 2. Aufl., 522 S.; Berlin (Springer).
- MILLOT, G. (1970): *Geology of Clays. Weathering, Sedimentology, Geochemistry*. – 429 S., 85 Abb., 15 Tab., 2 Taf.; New York (Springer).
- MÜLLER, E. M. (1954): Beiträge zur Kenntnis der Stratigraphie und Paläogeographie des Oberen Buntsandsteins im Saar-Lothringischen Raum. – *Annales Univ. sarav.*, **III**: 176-201, 6 Abb., 6 Ktn., 6 Taf.; Saarbrücken.
- MÜLLER, E. M. & KONZAN, H. P. (1989a): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Saarlandes (mit Beiträgen von H. Engel und A. Mihm). – 46 S., 14 Abb.; Saarbrücken (Geologisches Landesamt des Saarlandes).
- NITSCH, E., KIMMIG, B. & SAUSSELE, M. (2017): Die äußere Randfazies des Buntsandsteins in neuen Kernbohrungen bei Steinen im Wiesental (Schopfheimer Bucht, Baden-Württemberg). – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver.*, N.F. **99**: 507-544, 14 Abb., 1 Tab.; Stuttgart.
- ORTLAM, D. (1974): Inhalt und Bedeutung fossiler Bodenkomplexe in Perm und Trias von Mitteleuropa. – *Geol. Rdsch.*, **63**: 850-884, 29 Abb., 3 Tab.; Stuttgart.
- (1980): Erkennung und Bedeutung fossiler Bodenkomplexe in Locker- und Festgesteinen. – *Geol. Rdsch.*, **69**: 581-593, 8 Abb.; Stuttgart.
- PAUL, J. (2002): Der Röt (Oberer Buntsandstein) in der nördlichen Hessischen Senke. – *Geol. Jb. Hessen*, **120**: 55-78, 20 Abb.; Wiesbaden.
- (2006): Facies analysis and sequence stratigraphy of an evaporitic-fluviatile unit: The Röt (Lower Triassic, Germany). – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **242**: 103-132, 12 Abb.; Stuttgart.
- PAUL, J. & PUFF, P. (2013): Das Klima des Buntsandstein. – In: DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION (Hrsg.): *Stratigraphie von Deutschland XI. Buntsandstein*: 213-221, 1 Abb. – *Schr.-R.*

- dt. Ges. für Geowiss., **69**, 657 S.; Hannover.
- PETERS, F. (1985): Zur Geologie der Umgebung von Tawern/Saar unter besonderer Berücksichtigung der Sedimentpetrographie und Paläogeographie des Oberen Buntsandsteins. – Dipl.-Arb. Univ. Bonn, 116 S., 64 Abb., 10 Tab., 2 Anl.; Bonn – (unveröff.).
- PFLUG, H. D. (1959): Die Deformationsbilder im Tertiär des rheinisch-saxonischen Feldes. – Freiburger Forschungshefte, **C 71**: 1-110, 13 Abb., 5 Tab.; Berlin.
- PRATT, B. R., JAMES, N. P. & CROWN, C. A. (1992): Peritidal carbonates. – In: WALKER, R. G & JAMES, N. P. (Eds.): Facies Models: Response to Sea Level Change: 303-322, Geological Association of Canada, 409 S.; St. John's/Neufundland.
- PUFF, P. (2008): Kugelsandsteine in Mitteldeutschland. – Der Aufschluss, **59**: 33-35, 1 Tab.; Heidelberg.
- PUFF, P. & RADZINSKI, K.-H. (2013): Der Buntsandstein in der Thüringischen Senke. – In: DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION (Hrsg.): Stratigraphie von Deutschland XI. Buntsandstein: 421-448, 12 Abb., 3 Tab. – Schr.-R. dt. Ges. für Geowiss., **69**, 657 S.; Hannover.
- PURSER, B. H. (Hrsg.) (1973): The Persian Gulf. – 471 S., 250 Abb., 7 Taf., 3. Ktn.; Berlin, Heidelberg, New York (Springer).
- RADIES, D. & TIETZE, K.-W. (1998): Sedimentology of a Shallow Marine to Continental Succession in the Middle Buntsandstein, Southern Lower Saxony. – Hallesches Jahrb. Geowiss., Reihe B, Beiheft **5**: 143-144; Halle/Saale.
- REIS, O. M. (1921): Erläuterungen zu dem Blatte Donnersberg (Nr. XXI) der geognostischen Karte von Bayern (1 : 100 000). – 320 S., 100 Abb., 1 Kte.; München (Piloty & Loehle).
- RÖHLING, H.-G. (2013): Der Buntsandstein in Norddeutschland – regionale Besonderheiten. – In: DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION (Hrsg.): Stratigraphie von Deutschland XI. Buntsandstein: 269-384, 76 Abb., 2 Tab. – Schr.-R. dt. Ges. für Geowiss., **69**, 657 S.; Hannover.
- RÖHLING, 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: 43-67, 17 Abb., 2 Tab. – Schr.-R. dt. Ges. für Geowiss., **69**, 657 S.; Hannover.
- RÖHLING, H.-G., LEPPER, J., DIEHL, M., DITTRICH, D., FREUDENBERGER, W., FRIEDLEIN, V., HUG-DIEGEL, N. & NITSCH, E. (2018): Der Buntsandstein in der Stratigraphischen Tabelle von Deutschland 2016. – Z. dt. Ges. Geowiss., **169** (2): 151-180, 6 Abb.; Stuttgart (Schweizerbart).
- ROMAN, A. (2004): Sequenzstratigraphie und Fazies des Unteren und Mittleren Buntsandsteins im östlichen Teile des Germanischen Beckens (Deutschland, Polen). – Diss. Univ. Halle-Wittenberg, 144 S., 34 Abb., 6 Tab., 7 Anh., 17 Anl.; Halle/Saale.
- RÜCKLIN, H. (1954): Die Grenzschichten Buntsandstein/Muschelkalk im Saarland – ein fossiles Watt. – Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver., N.F. **35** (für 1953): 26-42, 5 Abb., 1 Taf.; Stuttgart.
- SCHÄFER, A. (2005): Klastische Sedimente. Fazies und Sequenzstratigraphie. – 414 S., 558 Abb.; München (Springer Spektrum).
- STD 2002 (Stratigraphische Tabelle von Deutschland). – DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION (Hrsg.) (2002); Potsdam (GeoForschungsZentrum).
- STD 2016 (Stratigraphische Tabelle von Deutschland). – DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION (Hrsg.) (2016); Potsdam (GeoForschungsZentrum).
- SWENNEN, R. (1991): Sequence stratigraphy of shallow marine carbonates. – Workshop FNRS (Fonds National de la Recherche Scientifique); Bruxelles.
- THÜRACH, H. (1894): Bericht über die Excursionen am 29. und 30. März und 1. April. – Ber. Versamml. oberrhein. geol. Ver., **27**: 27-71, 4 Abb.; Stuttgart.

- TIETZE, K.-W. & RÖHLING, H.-G. (2013): Sequenz-, Base-level- und Zyklus-Stratigraphie im Buntsandstein. Ein Statusbericht. – In: DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION (Hrsg.): Stratigraphie von Deutschland XI. Buntsandstein: 233-268, 4 Abb., 1 Tab. – Schr.-R. dt. Ges. für Geowiss., **69**, 657 S.; Hannover.
- VOIGT, T. (2006): Wie isochron ist der Buntsandstein? Überlegungen zur Architektur fluviatiler Ablagerungen. – Vortrag Jahrestreffen Perm/Trias-Subkommission, 4.-6.5.2006 Windischeschenbach. 23 Folien; Jena.
- (2017): Die Ablagerungssysteme des Unteren und Mittleren Buntsandsteins in Thüringen. – Geowiss. Mitt. Thüringen, **14**: 39-95, 19 Abb., 1 Tab., 9 Taf., 9 Anh.; Jena.
- VOIGT, T., BACHMANN, G. H. & GAUPP, R. (2001): Buntsandstein und Muschelkalk im Thüringer Becken. – In: GAUPP, R. & VAN DER KLAUW, S. (Hrsg.): Sediment 2001. – Schriftenreihe Dt. Geol. Ges., **13**: 137-169, 25 Abb.; Hannover.
- WAGNER, H. W., KREMB-WAGNER, F., KOZIOL, M. & NEGENDANK, J. F. W. (2012): Trier und Umgebung. Geologie der Süd- und Westeifel, des Südwest-Hunsrück, der unteren Saar sowie der Maarkvulkanismus und die junge Umwelt- und Klimageschichte. – Slg. geol. Führer, **60**, 3. völlig neu bearb. Aufl., 396 S., 170 Abb., 13 Tab., 1 Kte.; Stuttgart (Borntraeger).
- WAGNER, J. F. (1982): Stratigraphische und sedimentpetrographische Untersuchungen in der Randfazies der Trias Luxemburgs. – Diss. Univ. Innsbruck, 182 S.; Innsbruck – (unveröff.).
- (1989a): Paläogeographische Entwicklung der triadischen Randfazies Luxemburgs. – Z. dt. geol. Ges., **140**: 311-331, 10 Abb., 1 Tab., 1 Taf.; Hannover.
- WEBER, J. (2000): Kieselsäurediagenese und gekoppelte Sedimentarchitektur – eine Beckenanalyse des Reinhardswald-Troges (Norddeutsches Becken, Solling-Folge, Mittlerer Buntsandstein). – Kölner Forum Geol. Paläont., **7**: 3-165, 107 Abb., 14 Tab., 11 Taf.; Köln.
- WEILER, H. (1972): Ergebnisse von Bohrungen im Buntsandstein im Raume Trier–Bitburg. – Mainzer geowiss. Mitt., **1**: 198-227, 10 Abb.; Mainz.
- WRIGHT, V. P. & TUCKER, M. E. (1991): Calcretes: an introduction. – In: WRIGHT, V. P. & TUCKER, M. E. (Hrsg.): Calcretes: 1-22, 11 Abb., 3 Tab.; Oxford, London, Edinburgh, Boston, Melbourne, Paris, Berlin, Wien (Wiley-Blackwell).
- WYCISK, P. (1984): Faziesinterpretation eines kontinentalen Sedimentationstrogenes (Mittlerer Buntsandstein/Hessische Senke). – Berliner geowiss. Abh., **A 54**: 104 S., 39 Abb., 2 Tab., 9 Taf.; Berlin.
- ZIEGLER, P. A. (1990): Geological Atlas of Western and Central Europe. – Shell Internationale Petroleum Maatschappij, 2. Aufl., 239 S., 100 Abb., 56 Anl.; London (Geol. Soc.).

Manuskript eingegangen am 9.7.2020

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