

DETLEF MADER

Entstehung des germanischen Buntsandsteins

Kurzfassung

Der germanische Buntsandstein besteht hauptsächlich aus fluviatilen Sedimenten. Untergeordnete Anteile am Aufbau der Schichtfolge haben aeolische Dünensande, Paläoböden, alluviale Schwemmkegelabsätze, Murenablagerungen sowie deltaische, tidale, lagunäre, marine und evaporitische Sedimente. Die fluviatilen Kleinzyklen bestehen im Idealfall aus Rinnenrückstandsablagerungen, Sand- und Kiesbanksedimenten, Überflutungsabsätzen sowie aeolischen Dünensanden oder Paläoböden, sind aber in vielen Fällen nur inkompakt ausgebildet oder lediglich fragmentarisch erhalten. Die wichtigsten Mechanismen der Degradation (Kappung) der alluvialen Zyklotheme sind primär-sedimentäre Unterdrückung der Bildung und sekundär-erosive Entfernung von feinkörnigen Ablagerungen. Die Evolution des fluviatilen Stils in vielen Regionen des Beckens wird primär extern durch tектонische Aktivität im Abtragungsgebiet und daraus resultierende Anlieferung von Detritus in den Sedimentationsraum gesteuert sowie sekundär intern durch Abflußraten und Bettfrachtzusammensetzung kontrolliert. Die horizontale (longitudinale und laterale) Zonierung des alluvialen Environments ist die Konsequenz von nachlassendem Antransport von grobklastischem Material aus dem Liefergebiet als Ergebnis der erlahmenden Strömungsgeschwindigkeit in den Flussystemen mit zunehmender Entfernung vom Beckenrand und abnehmendem Gefälle in der Alluvialebene. Die laterale Verschiebung und vertikale Aufeinanderstapelung der progressiven Fazieszonen erzeugt vielfach die Evolution des fluviatilen Stils in den regionalen Schichtfolgen. In manchen Bereichen des Sedimentationsraumes lässt sich innerhalb einer Ablagerungszone eine regionale Diversifikation des fluviatilen Environments erkennen. In einigen Randgebieten des Beckens werden vertikale Evolution, laterale Zonierung und regionale Diversifikation durch die Effekte der progressiven seitlichen Erweiterung des Ablagerungsraumes im Laufe der Zeit modifiziert. Die Hauptauswirkungen des lateralen Übergreifens zunehmend jüngerer Einheiten auf das Grundgebirge sind die Entwicklung von grobklastischen Marginalssäumen lateraler Provenienz und das Aufsteigen von sedimentären Faziesassoziationen in jüngere Schichtglieder jenseits des Auskeilens älterer Formationsabschnitte. Hinsichtlich der flächenmäßigen Erstreckung und zeitlichen Stabilität der aeolischen Dünensfelder in Abhängigkeit von der Intensität ihrer Verzahnung mit Flussnetzen und Interdünen-Playa-Seen lassen sich ausgedehnte größere Sandmäler, begrenzte kleinere Dünensfelder und lokale kleine Dünensammlungen unterscheiden. Die Verbreitung der Paläoböden hängt hauptsächlich von der Absenkung des Sedimentationsraumes und der Dynamik des fluviatilen Environments ab, wobei häufig die Anzahl der violetten Horizonte in erster Linie von der alluvialen Ablagerungsenergie kontrolliert sowie die Kondensation der Paläoböden durch langsame Subsidenz des Beckens teilweise unterstützt wird. Die besondere paläökologische und biostratonomische Signifikanz des Bärlapps *Pleuromeia sternbergi*, der Reptilienfährte *Chirotherium* und der Invertebraten-Lebensspuren und -Grabgänge liegt in ihrer weitgehend autochthonen Erhaltung. Die sedimentologische und paläökologische Interpretation der vorwiegend fluviatilen Sedimente im germanischen Buntsandstein erlaubt zusammen mit der lithogenetischen Deutung von aeolischen Dünensanden und Paläoböden unter Integration der petrofaziellen Merkmale der weiteren untergeordneten Sedimenttypen die Rekonstruktion einer komplexen Ablagerungsgeschichte in Raum und Zeit als Ergebnis interner Regulierung und externer Kontrolle der hauptsächlich alluvialen Sedimentationsmechanismen.

Abstract

Origin of the German Buntsandstein

The German Buntsandstein mainly consists of fluvial sediments. Aeolian dune sands, palaeosols, alluvial-fan deposits, mud-flow sediments as well as deltaic, tidal, lagoonal, marine and evaporitic deposits occur in subordinate amounts within the sequence. The alluvial cycloths are ideally composed of channel lag sediments, channel bar deposits, topstratum sediments and aeolian dune sands or palaeosols, but are often only incompletely developed or fragmentarily preserved. The most important mechanisms responsible for degradation of alluvial cycloths are primary-depositional suppression of formation and secondary-erosional removal of fine-grained sediments. The evolution of fluvial style in many regions of the basin is primarily-externally governed by tectonic activity in the source area, resulting in supply of detritus to the depositional area, and is further secondarily-internally controlled by discharge rates and bed-load composition. The horizontal (longitudinal and lateral) zoning of alluvial environment is a consequence of declining delivery of coarse detritus from the source area as a result of weakening current velocity in the channel systems with increasing distance from the margin of the basin and declining slope within the alluvial plain. The lateral shifting and vertical superimposition of the progressive facies zones often leads to origin of the evolution of fluvial style in the regional sequences. In some parts of the depositional area, a regional diversification of alluvial milieu occurs within one sedimentary zone. In some marginal parts of the basin, vertical evolution, lateral zoning and regional diversification are modified by the effects of progressive lateral extension of the depositional area with time. The main results of the lateral onlap of progressively younger members on the basement are the development of coarse marginal seams of lateral provenance and the ascension of sedimentary facies associations into younger formations beyond the pinchout of older members. Concerning areal extension and temporal stability of the aeolian dune fields depending on intensity of their intertonguing with fluvial belts and interdune playa lakes, extensive large sand seas, restricted smaller dune fields and local small dune accumulations are distinguished. The distribution of palaeosols mainly depends on the subsidence of the basin and the dynamics of the fluvial environment. The number of violet horizons is often primarily controlled by the alluvial depositional energy, and the condensation of palaeosols is partially supported by slow basin subsidence. The particular palaeoecological and biostratonomical significance of the lycopod *Pleuromeia sternbergi*, the reptilian footprints *Chirotherium* and the invertebrate burrows and traces results from their predominantly autochthonous preservation. The sedimentological and palaeoecological interpretation of the mainly fluvial deposits in the German Buntsandstein enables together with the lithogenetical interpretation of aeolian dune sands and palaeosols and integration of the petrofacial characteristics of the further subordinate sediment types the reconstruction of a complex depositional history in time and space as a result of internal regulation and external control of the predominantly alluvial depositional mechanisms.

Autor

Dr. DETLEF MADER, Röttgerstr. 20, D-3000 Hannover 91.

Inhalt

1. Einleitung	6
2. Sedimentologie	9
2.1 Fluviale Sedimente	9
2.1.1 Aufbau der Kleinzyklen	9
2.1.2 Evolution des Ablagerungsmilieus	23
2.1.3 Gliederung (Zonierung) des Sedimentationsraumes	28
2.1.4 Regionale Unterschiede (Diversifikation) der Bildungsbedingungen	30
2.1.5 Erweiterung des Ablagerungsraumes	34
2.2 Aeolische Sedimente	36
2.2.1 Aufbau der Sequenzen	37
2.2.2 Erstreckung der Dünenfelder und Verzahnung mit Flussystemen	40
2.3 Paläoböden	41
2.3.1 Aufbau und Entstehung	41
2.3.2 Verbreitung	42
3. Paläökologie	42
3.1 Pleuromeia	42
3.2 Chirotherium	44
3.3 Invertebraten-Lebensspuren	44
4. Diagenese	48
5. Entstehung der Rottfärbung	49
6. Schlußfolgerungen	51
Literatur	59

se, im Norden vom Fennoskandischen Schild, im Osten vom Baltisch-Russischen Schild und im Süden von der Vindelizisch-Böhmischem Masse (s. Abb. 1).

Die Paläaströmungsrichtungen im Mitteleuropäischen Becken verlaufen zweiseitig: von Süden nach Norden und von Norden nach Süden. Die Schüttungen aus dem Süden kommen von der Ardennisch-Gallischen Masse im Südwesten und Westen und von der Vindelizisch-Böhmischem Masse im Südosten und Osten. Zwei Hauptstromsysteme erstrecken sich dabei vom Ardennisch-Gallischen Festland nach Norden. Das erste Flussystem verläuft von den Vogesen über Schwarzwald, Odenwald, Spessart und Hessische Senke nach Südhannover, während der zweite Alluvialgürtel über Pfalz, Saarland und den Trierer Raum durch die Eifeler Nord-Süd-Zone in die Niederrheinische Senke führt. Die aquatischen Sedimente im Nordteil des Mitteleuropäischen Beckens werden von Norden vom Fennoskandischen Schild angeliefert. Im Gegensatz zu den Paläaströmungsrichtungen, welche die paläogeographische Konfiguration des Beckens und die Verteilung des Gefälles widerspiegeln, geben die Paläowindrichtungen das Windsystem im Ablagerungsraum zu erkennen. Der aeolische Transport erfolgte aus südlichen Richtungen durch nordwärts wehende Passatwinde (s. Abb. 1).

Die Mächtigkeiten des Buntsandsteins im Mitteleuropäischen Becken betragen zwischen weniger als 100 m in manchen Randgebieten und über 1000 m im Inneren des Ablagerungsraumes. Der allgemeine Trend des beckenwärtigen Ansteigens der Mächtigkeiten wird lediglich regional durch Schwellenzenonen mit verringelter Subsidenz (Absenkung) oder Spezialsenken mit erhöhter Subsidenz sowie durch Grundgebirgsmassive innerhalb des Sedimentationsraumes modifiziert.

Seit den ersten geowissenschaftlichen Untersuchungen im Buntsandstein vor über 200 Jahren (ein Teil der älteren Literatur ist in BACKHAUS 1980 zusammengestellt) haben sich Generationen von Forschern vorwiegend mit der Stratigraphie der kontinentalen Rotsedimente befaßt. Eine Übersicht der litho- und biostratigraphischen Gliederung erfolgt in Abb. 2. Die lithologische Untergliederung der terrestrischen Ablagerungsserie und deren lokale, regionale und überregionale Korrelation und Parallelisierung hat bis in jüngste Zeit wiederholt erhebliche Kontroversen hervorgerufen. Ausgehend von der Notwendigkeit einer Gliederung der Schichtfolge für die erdgasgeologische Bearbeitung von Bohrungen in Nordwestdeutschland konnte von Boigk (1959) mit Hilfe der sohlbankzyklischen Folengliederung erstmals für beckeninnere Teile des Ablagerungsraumes eine einheitliche Lithostratigraphie (s. Abb. 2) erstellt werden, deren Gültigkeit in groben Zügen auch in einigen Randbereichen des Beckens nachgewiesen werden konnte (vgl. RICHTER-BERNBURG 1974). Andere marginale Partien des Sedimentationsgebietes lassen sich jedoch auch heute noch nicht an die zentrale zyklische Folengliederung anschließen

1. Einleitung

Der germanische Buntsandstein ist eine kontinentale Rotsedimentserie vorwiegend alluvialer Entstehung. Die hauptsächlich fluvialen Ablagerungen sowie die aeolischen Dünensande, die Paläoböden und eine Reihe anderer Sedimente bildeten sich vor etwa 200–250 Millionen Jahren. Der Ablagerungsraum umfaßte das ausgedehnte Mitteleuropäische Becken, das sich von England und Frankreich im Westen bis nach Polen und Weißrussland im Osten und von der Schweiz im Süden bis nach Skandinavien und in die Nordsee im Norden erstreckte. Das Mitteleuropäische Becken wird von folgenden Hochgebieten (Grundgebirgsmassen) begrenzt: im Westen von der Ardennisch-Gallischen Mas-

MADER: Entstehung des Buntsandsteins

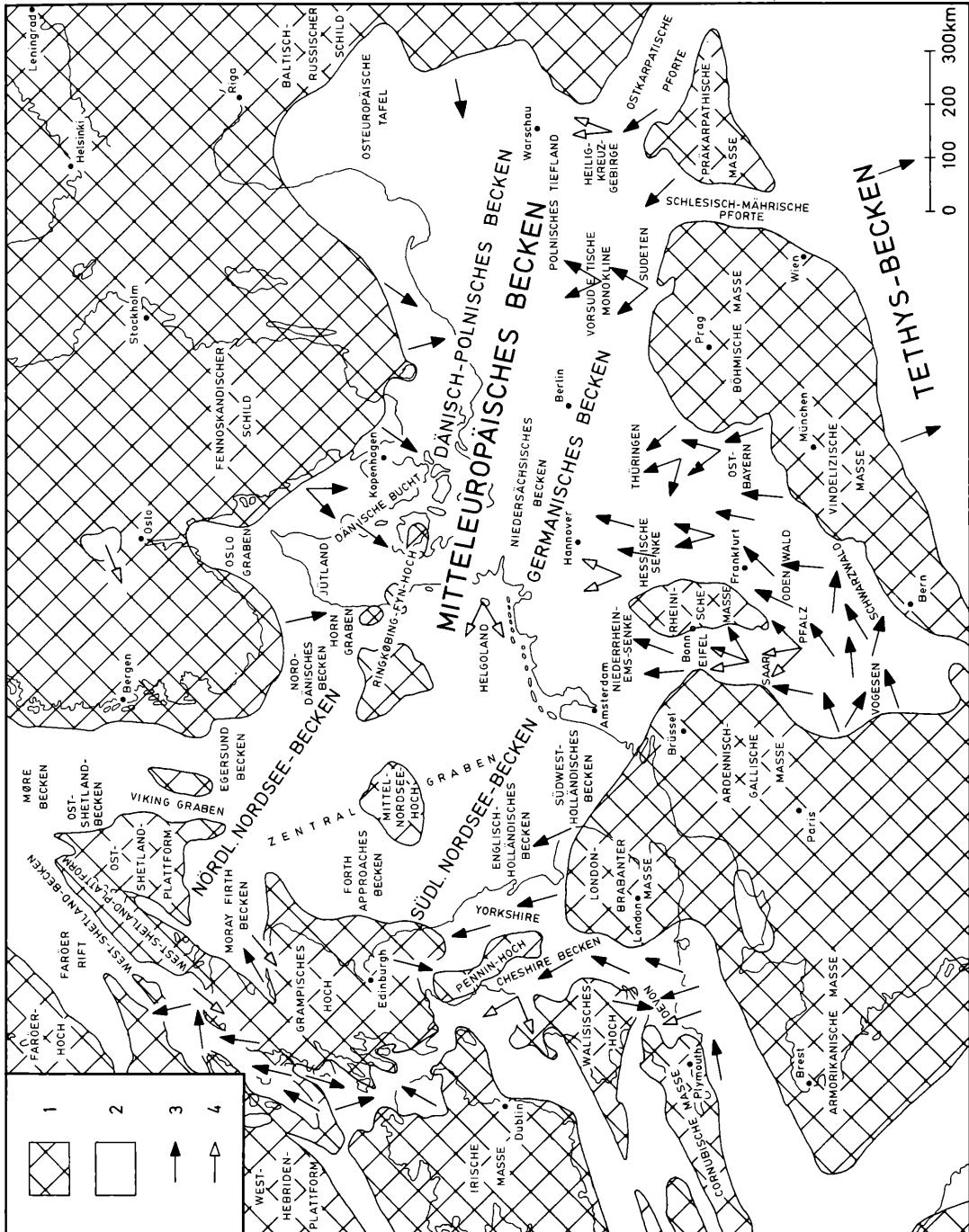


Abbildung 1. Paläogeographische Karte der germanischen Untertrias in Europa (palinspastische Rekonstruktion, umgezeichnet nach ZIEGLER 1982). Tektik nicht berücksichtigt. Legende: 1 = Grundgebirge (Beckenrahmen sowie Schwellen innerhalb des Ablagerungsgebietes), 2 = Sedimentationsraum des Buntsandsteins (germanische Untertrias), 3 = Paläoströmungsrichtungen, 4 = Paläowindrichtungen.

ALPINE FAZIES			G	E	R	M	A	N	I	-			
Serien und Stufen (KOZUR 1974 a, 1974 b)			L I T H O S T R A T I G R A P H I E						B I O -				
			Großeinheiten (KRÖMMLBEIN 1977)		Hessen Niedersachsen Thüringen (KRÖMMLBEIN 1977)		Vogesen Lothringen Pfalz, Saarland (KRÖMMLBEIN 1977)		Mollusca, Echinodermata Arthropoda Amphibia, Plantae (KOZUR 1974 a, 1974 b)				
A N I S	U N T E R	Bithynian	U N T E R E R M U S C H E L K A L K						Dadocinus gracilis Paracerasites trinodosus Rhynchonella decurtata				
		Aegean	B U N T S A N D S T E I N	OBERER BUNTSANDSTEIN (RÖT)	Rot 4	Myophorien- Schichten	Voltzien- Sandstein		Dadocinus kunischii Beneckea buchi Myophoria vulgaris				
S K Y T	O B E R	Olenekian (= Spathian)			Obere Röttone	3-1	Zwischen- Schichten	Beneckea tenuis Costatoria costata					
					Röt- quarzit								
M I T E	U N T E R	Jakutian (= Smithian)	M I T T L E R	MITTLERER BUNTSANDSTEIN	Solling- Folge	S A N D S T E I N	Violette Grenzzone	Parotosaurus sp Trematosaurus sp Pleuromeia sternbergi*					
					Hardegsen- Folge		Haupt- konglomerat						
H	U N T E R	Brahmanian (= Dienerian + Griesbachian)	U N T E R	BUNTSANDSTEIN	Detfurth- Folge	B U N T S A N D S T E I N	Karlstal- Schichten	Avicula murchisoni Turbonilla weissbachii Palaeoestheria manganiensis					
					Volpriehausen- Folge		Rehberg- Schichten						
					Salmünster- Folge	B U N T S A N D S T E I N	Salmünster- Schichten	Cornia germari Estheriella nodosocostata Lutkevichinella mazurenensis					
					Gelnhausen- Folge		Trifels- Schichten						
					Bröckelschiefer- Folge		Annweiler Sandstein	Palaeoestheria alberti*					

Abbildung 2. Lithostratigraphie und Biostratigraphie des germanischen Buntsandsteins (Zusammenstellung der Literaturhinweise in MADER 1984 c).

und können nach wie vor lediglich in die traditionellen regionalen Kartiereinheiten aufgespalten werden. In manchen Abschnitten des Beckens und in Teilen der Sedimentserie haben in jüngster Zeit biostratigraphische Unterteilungen und Parallelisierungen zu einer Verfeinerung und Erweiterung der lithofaziellen Gliederung und Korrelation geführt. Eine eingehende Darstellung von litho- und biostratigraphischer Verknüpfung erfolgt in MADER (1984 b, 1985 g).

Im Gegensatz zu der umfangreichen und wechselhaften stratigraphischen Erforschungsgeschichte ist die sedimentologische Bearbeitung mit dem Ziel der Interpretation des Ablagerungsmilieus und der Entschlüsselung der Entstehungsgeschichte hauptsächlich erst in den letzten Jahrzehnten angelaufen. Mit dem zunehmenden Nachweis von Sedimentstrukturen, welche aquatisches Milieu zur Zeit der Ablagerung belegen, und der generellen paläogeographischen Deutung wurde die Annahme einer großteils fluviatilen Genese der Rotsedimente mehr und mehr erhärtet (vgl. MADER 1981 a, 1982, 1985 g). Das Erkennen von Paläoböden in Teilen des Beckens, welche sich partiell zur Untermauerung und Verfeinerung der konventionellen Lithostratigraphie verwenden lassen (ORTLAM 1967, 1974, 1980), hat weitere Hinweise zu den Bildungsumständen beigesteuert. Ein entscheidender Durchbruch in der Rekonstruktion

der Ablagerungsbedingungen wurde jedoch erst durch die in den letzten Jahren erfolgte moderne sedimentologische Interpretation des Buntsandsteins nach angelsächsisch-amerikanischem Muster erzielt. Die wichtigsten Methoden der Erforschung des Buntsandsteins sind in der Tabelle 1 zusammengestellt. Es gelang, in Teilen des Beckens weitverbreitete aeolische Dünenbildungen nachzuweisen (s. Abb. 49, 50 und 51) (vgl. MADER 1980 a, 1981 b, 1982 a, 1982 b, 1983 a, 1984 c) sowie die Prozesse, welche das fluviatile Ablagerungsgeschehen in Raum und Zeit steuern, zu enträtseln (MADER 1983 b, 1984 c, 1985 g). Wichtige Indizien hat auch die neue Bewertung der überlieferten Reste der pflanzlichen und tierischen Lebewelt beigetragen (vgl. Tab. 4-6) (MADER 1984 b).

Durch die Verknüpfung von sedimentologischen und paläökologischen Ergebnissen lässt sich heute erstmals ein zusammenhängendes Bild vom Ablagerungsmilieu und der Entstehungsgeschichte des germanischen Buntsandsteins zeichnen (Abb. 3) (MADER 1982 c, 1985 g). Dieses Bild soll nachstehend vorwiegend anhand der fluviatilen Sedimentation und ihrer Evolution in Raum und Zeit skizziert werden. Entsprechend der Zielsetzung als Übersichtsaufsatzt wird hier auf eine detaillierte Zitierung des Schrifttums unter Verweis auf meine ausführlichen Spezialarbeiten verzichtet.

MADER: Entstehung des Buntsandsteins

S	C	H	E	F	A	Z	I	E	S			
S	T	R	A	T	I	G	R	A	P	H	I	E
Conodonten <i>Ichnia vertebratorum</i> Osteichthyes (KOZUR 1974 a, 1974 b)	Phycophyta Holothroidea (KOZUR 1974 a, 1974 b)		Megasporen (FUGLEWICZ 1980, KOZUR & SEIDEL 1983 b)		Conchostraca (KOZUR & SEIDEL 1983 a, 1983 b)			Mikrosporen/Pollen (KOZUR & SEIDEL 1983 b)				
<i>Neospathodus germanicus</i>	<i>Achistrum pulchrum</i> <i>Theelia germanica</i>		<i>Echitriletes multispinosus</i>					<i>Alisporites circulicorpus</i> <i>Concentricisporites nevesi</i> <i>Microcachrydites doubringi</i> <i>Perotriletes minor</i>				
<i>Chirotherium sickleri</i>	<i>Achistrum cf triassicum</i> <i>Theelia mostleri</i> <i>Porochara triassica</i>		<i>Trileites vali</i>									<i>Triadospora staplini</i> *
<i>Isochirotherium herculis</i>			<i>Trileites validus</i> <i>Trileites vulgaris</i> *		<i>Palaeolimnadia alsatica</i>			<i>Triadospora crassa</i> *				
<i>Rotodactylus matthesi</i>	<i>Porochara tri</i>		<i>Echitriletes echinatus</i> <i>Talchirella daciae</i> *		<i>Euestheria</i>			<i>Cyclotriletes presselensis</i> <i>Punctatisporites triassicus</i>				
<i>Gyrolepis</i> sp. *	<i>Stenochara globosa</i> <i>Porochara belorussica</i>		<i>Trileites polonicus</i>			<i>Liograptia deverta</i>		<i>Densisporites neburgi</i> * <i>Striatiscoccus novimundi</i> <i>Sulcatisporites kraeuseli</i> *				
<i>Saurichthys</i> sp. *	<i>Stenochara karpinskii</i>		<i>Echitriletes fragilispinus</i> <i>Maexisporites ooliticus</i> *		<i>Cornia germari</i> <i>Molinestheria seidelii</i>			<i>Cycadopites dijkstraee</i> <i>Equisetosporites steevii</i> <i>Kraeuselisporites spinosus</i> <i>Vitreisporites koenigswaldu</i>				
			<i>Hughesisporites simplex</i> <i>Triangulatisporites reticulatus</i>		<i>Falsisca eotriassica</i> <i>Euestheria gutta</i>							

2. Sedimentologie

Der Buntsandstein im Germanischen Becken besteht hauptsächlich aus fluviatilen Ablagerungen. In einigen Teilen der Schichtfolge erlangen auch aeolische Dünenunde und Paläoböden stärkere Bedeutung, wogenen in den inneren Bereichen des Sedimentationsraumes lakustrische Playa-Ablagerungen eine stärkere Rolle spielen. In untergeordneten Anteilen finden sich in verschiedenen Abschnitten der Schichtfolge auch alluviale Schwemmkugelabsätze und Murenablagerungen, deltaische, tidale, lagunäre, marine und evaporitische Sedimente (Abb. 3) (eingehende Darstellung der lithogenetischen Einheiten in MADER 1982c, 1985g).

Mit den fluviatilen Ablagerungen, aeolischen Dünenunden und Paläoböden werden nachstehend die verbreitetsten und genetisch bezeichnendsten Sedimenttypen eingehender charakterisiert und interpretiert.

2.1 Fluviale Sedimente

Die alluvialen Ablagerungen zeigen innerhalb der Serie einen unterschiedlichen Aufbau als Konsequenz einer räumlichen und zeitlichen Entwicklung ihrer Bildungsbedingungen. Dabei bestimmen die fluviatilen Sedimente über weite Strecken die Zusammensetzung der in Südwestdeutschland großflächig ausstreichenden Schichtfolge (s. Abb. 4).

2.1.1 Aufbau der Kleinzyklen (Mikrozyklen)

Die fluviatilen Sedimente bestehen im Idealfall aus Kleinzyklen (s. Abb. 5), welche von Rinnenrückstandssedimenten, Sand- und Kiesbankablagerungen und Überflutungssedimenten aufgebaut werden, wobei die Korngröße vom Liegenden zum Hangenden abnimmt (Kornverfeinerungssequenzen). Vollständige Zyklotheme enden in Teilen des Mittleren Buntsandsteins mit aeolischen Dünenanden, während in Abschnitten des Oberen Buntsandsteins Paläoböden die Kleinzyklen abschließen (eingehende Darstellung der Zusammensetzung der alluvialen Zyklotheme in MADER 1980a, 1981 a, 1982 a, 1983 a, 1984 d).

Die Rinnenrückstandssedimente (s. Abb. 6) am Fuß der Sequenzen bestehen meist aus groben Gerölle, welche linsenartig oder schleierförmig an der basalen Erosionsfläche konzentriert sind. Die Anreicherungen kieskorngroßer Komponenten entstehen durch Aussortieren und Zurücklassen der größten Bettfrachtbestandteile am Boden der Stromkanäle. Schon während der Transportphase, noch bevor die eigentliche Ablagerung beginnt, werden einige der rollend am Grund der Wasserläufe bewegten Gerölle passiv in Strudellochern am Rinnenboden gefangen. Wird dann mit abflauendem Hochwasser die minimale Fließenergie zur Bewegung der kieskorngroßen Komponenten unterschritten, so setzt die Sedimentation mit der Ablagerung der größ-

Tabelle 1. Methoden der Buntsandstein-Forschung

Stratigraphie	Paläogeographie	Genese
Lithologie	Schrägenschichtungsmessungen	Sedimentologie
Paläopedologie	Schwermineralverteilung	Granulometrie
Paläomagnetik	Leichtmineraluntersuchung	Quarzkornmorphoskopie
Palökologie	Geröllanalyse	Diagenese
Palynologie		Palökologie
Ichnofauna		Palynologie
Flora und Fauna		Ichnofauna
Tonmineralogie		Tonmineralogie
Quarzkornfarben		Geochemie
Erosionsdiskordanzen		Salzeffloreszenzen
Radioaktive Leithorizonte		

sten Gerölle zu Stromkanalgrundkiesen ein.

Die Sand- und Kiesbankablagerungen bauen den größten Teil des unteren, groben Abschnittes der fluviatilen Kleinskyklen auf. Sie bestehen aus massigen, schräggeschichteten oder horizontallaminierten Konglomeraten und Sandsteinen (s. Abb. 8 und 47). Häufig nehmen nach oben die Anzahl und die Größe der Gerölle kontinuierlich ab, während in anderen Sequenzen die basalen Rudite (Kiese) rasch und unvermittelt in die hängenden Sandsteine übergehen.

In hochenergetischen Bereichen des unteren Fließregimes und im oberen Fließregime bilden die Konglomerate longitudinale (parallel zur Strömungsrichtung) Kiesbänke am Grund der Wasserläufe. Bei der Entstehung der Kiesbarren fungieren häufig ältere Rückstandsbildungen als Keime und werden als Kerne in die Kiesbarren inkorporiert (s. Abb. 7). Bei abklingender Flut und damit bei fallendem Wasserspiegel und nachlassender Transportkraft werden immer feinere Kieskomponenten an die longitudinalen Barren angelagert.

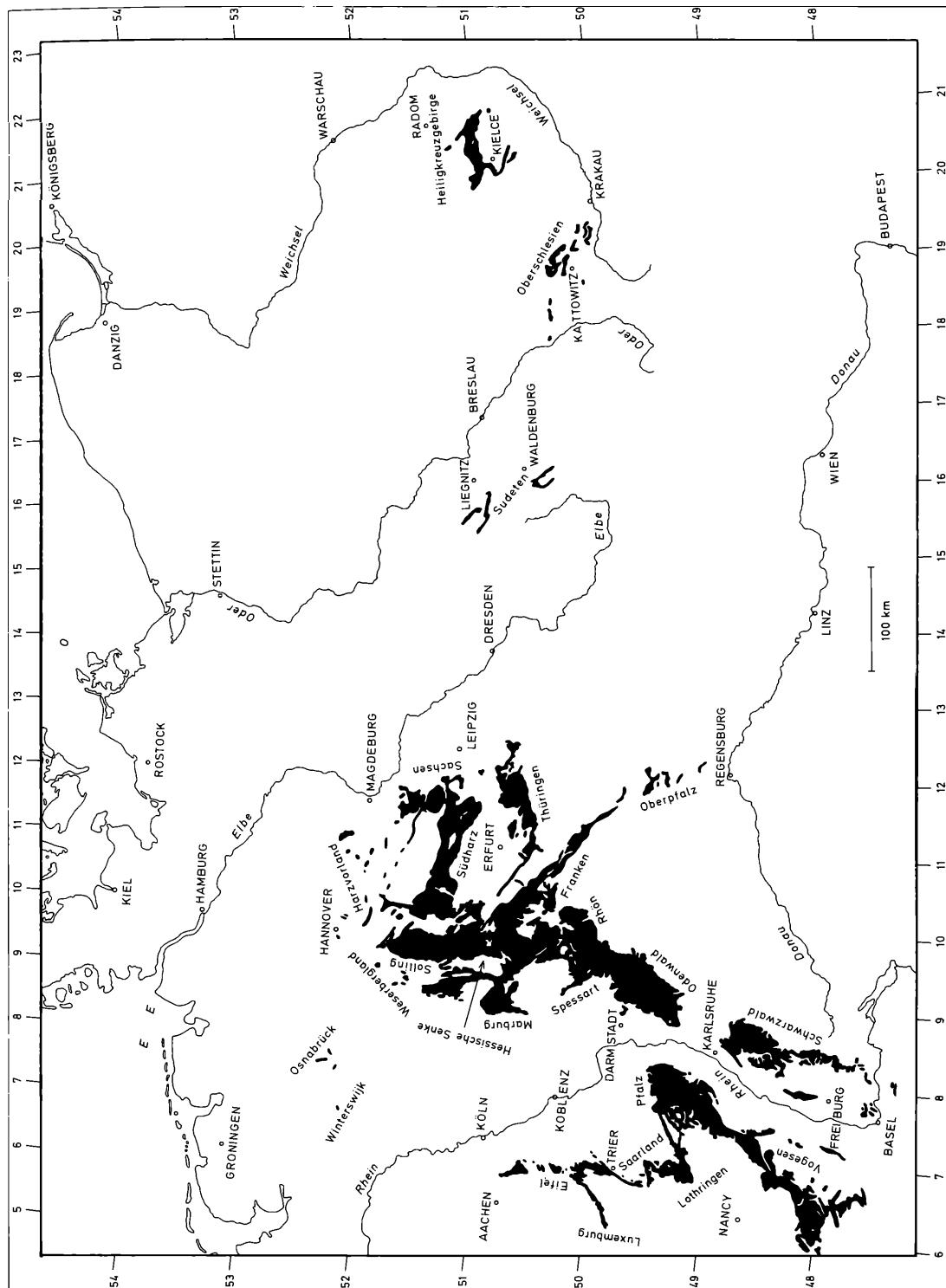
Flanken und Dach der Kiesbarren werden im Niedrigwasserstadium mit sandigen Sedimenten überzogen (Abb. 8), und in den flachen Senken innerhalb der Kiesbänke bilden sich gelegentlich an geschützten Stellen sogar geringmächtige tonig-schluffige Ablagerungen (s. Abb. 29). Bei anhaltendem hochenergetischem unterem Fließregime wandern transversale Sandbänke (Megarippen) (s. Abb. 9, 10 und 11) stromabwärts und begraben die inaktivierten longitudinalen Kiesbarren unter einem Mantel sandiger Ablagerungen. Die zunächst noch vereinzelt auftretenden Gerölle in den Sandbänken werden mit weiterem Abflauen der Transportkraft zunehmend seltener und verschwinden schließlich völlig, und im finalen Stadium der Wasserlaufaggradation migrieren (wandern) geröllfreie Sandbarren über den Boden der Rinnen. Fallender Wasserspiegel bewirkt zuweilen im medialen bis terminalen

GENESE DES BUNTSANDSTEINS IN MITTELEUROPA	S E D - M E N T - A R E A F A N - w											
	FLUVIAL	AEGOLISCH	SCHWEMMKEGEL	MUREN	PEDOGEN	LAKUSTRISCH	DELTAISCH	TIDAL	LAGUNAR	BRACKSCH	MARIN	EVAPORITISCH
L I T H O L O G I E	KONGLOMERATE	• •	•	• •	•	•	•	•	•	•	•	
	SANDSTEINE	• •	• •	• •	•	•	•	•	•	•	•	•
	TON/SCHLUFFSTEINE	• •	•	• •	•	•	•	•	•	•	•	•
H O L O G I E	KARBONAT					•						
	KALKOOLITHE					•						
	SULFATE					•						
	CHLORIDE											
	KARNEOL/DOLOMIT					•						
	WURZELRÖHREN					•						
H A U P T T V O R K O	PROXIMALZONE	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	
M	MEDIALZONE I	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	
M	MEDIALZONE II	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	
M	DISTALZONE	•	•			•	•	•	•	•	•	
M	UNTERER BUNTSANDSTEIN	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	
M	MITTLERER BUNTSANDSTEIN	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	
M	OBERER BUNTSANDSTEIN	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	
M	UNTERER MUSCHELKALK	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	

Abbildung 3. Genese des Buntsandsteins in Mitteleuropa. Verteilung der sedimentären Fazies und ihrer lithologischen Zusammensetzung in den Ablagerungszonen und in der Schichtfolge.

Abbildung 4. Ausstreichen des Buntsandsteins in Mitteleuropa. Geologische Übersichtskizze (umgezeichnet nach DUPHORN et al. 1971). Schwarz = zu Tage anstehender Buntsandstein, weiß = Oberflächenausstrich älterer oder jüngerer Formationen. Zahlen rechts und links: nördliche Breitengrade. Zahlen oben und unten: Längengrade östlich von Greenwich.

MADER: Entstehung des Buntsandsteins



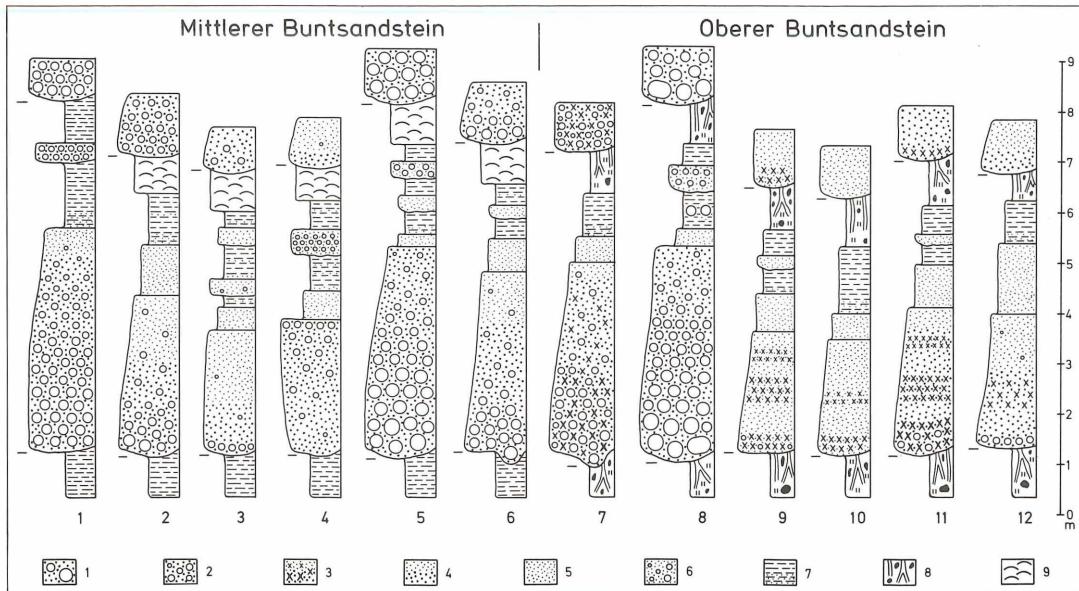


Abbildung 5. Der Aufbau der fluviatilen Kleinzyklen ist besonders vielgestaltig und wechselhaft im Buntsandstein der Eifel ausgebildet. Legende: 1–4 = Rinnensedimente. 1 = grobklastische extraformationelle Konglomerate, 2 = feinklastische extraformationelle Konglomerate, 3 = intraklastische Bröckelbänke, 4 = Grob- und Mittelsand. 5–7 = Überflutungsabsätze. 5 = sandige Uferwalldurchbruchskanalsedimente, 6 = kiesige crevasse-splay-Ablagerungen, 7 = feinsandig/tonig-schluffige und rein tonig-schluffige Überflutungsebenenabsätze. 8 = Paläoböden, 9 = aeolische Sande. Stratigraphische Stellung der Kleinzyklen: 1–6 = Mittlerer Buntsandstein, 7–12 = Oberer Buntsandstein. 1 = Trifels-Schichten, Südeifel; 2 = Rehberg-Schichten, Südeifel; 3 und 4 = Karlstal-Schichten, Südeifel; 5 und 6 = Karlstal-Schichten, Nordeifel; 7 und 8 = Usch-Schichten, Westeifel; 9 und 10 = Malbergweich-Schichten, Westeifel; 11 und 12 = Kyllburg-Schichten, Westeifel.



Abbildung 6. Grobklastischer Detritus lokaler Provenienz wird am Boden der Rinnen zu Rückstandsdecken angereichert. Mittlerer Buntsandstein, Nördliches Saarland. Breite des Hammerkopfes 19 cm. Anschnitt an der Straße von Mettlach nach Freudenburg (Blatt 6405 Freudenburg, r 42 080, h 85 300).

Stadium der Auffüllung der Stromkanäle ein Ansteigen der Fließgeschwindigkeit von strömendem zu teilweise schießendem Wasser, was zur Ausbreitung ebener Sandschichten im oberen Fließregime führt. Danach verringert sich die Transportkraft meist rasch, und die Korngröße der sandigen Sedimente wird zunehmend geringer. Die Wanderung von transversalen Sandbänken im hochenergetischen unteren Strömungsbereich

wird schließlich von der Migration von Kleinrippeln (s. Abb. 14) im geringintensiven unteren Fließregime abgelöst, ehe die Auffüllung der Rinne mit der Aufgabe des Wasserlaufs endet. Die Überflutungssedimente setzen den oberen feinkörnigen Teil der fluviatilen Kleinzyklen zusammen und bestehen aus horizontalgeschichteten, rippellaminierten oder auch schräggeschichteten Sandsteinen sowie ho-

rzontallaminierten Ton- und Schluffsteinen (s. Abb. 12, 13 und 30). Die tonig-schluffigen Ablagerungen enthalten häufig sandige Einschaltungen wechselnder Anzahl und Mächtigkeit (s. Abb. 12, 13, und 15). Die Sandsteine und Ton- und Schluffsteine entstehen durch schichtigen Absatz in der Überflutungsebene zwischen benachbarten Wasserläufen im Anschluß an Überschwemmungen des Überbankbereiches. Mit dem Abflauen der Fließgeschwindigkeit nach dem Überfließen der Wassermassen aus der Rinne in die Überschwemmungsgebiete werden große Teile der sandigen, bei extrem starken Fluten zuweilen auch kiesigen Bettfracht im Ufersaum abgelagert, und zwar im unteren Fließregime als kleine transversale Sandbänke und Rippelfelder, im oberen Strömungsbereich als ebene Sandschichten. Die feinere Suspensionsfracht kommt dagegen nur selten im proximalen Teil der Überflutungsebene zum Absatz, sondern wird mit den sich ständig abschwächenden Strömungen in den distalen Abschnitt der Überschwemmungsebene gespült, wo im Stillwasser der Seen, Tümpel und flachen, ruhigen Wasserläufe tonig-schluffige Sedimente ausfallen (s. Abb. 30). Im Randbereich der Hauptrinnen kommt es neben den flächigen Überflutungen gelegentlich zu kanalisierten Uferwalldurchbrüchen und einem Abfluß des Hochwassers in flachen Strömen in den Überbankbereich. Diese crevasse-splay-Rinnen (Uferwalldurchbruchskanäle) (Abb. 18) werden durch wandernde transversale Sandbänke, gelegentlich im proximalen Teil auch durch Migration longitudinaler Kiesbarren und Ausbreitung ebener Sandschichten im hochintensiven unteren Fließregime und im oberen Strömungsbereich aufgefüllt. Im distalen Abschnitt der Uferwalldurchbruchskanäle werden bei progressiv abnehmender Transportkraft immer kleinere Sandbänke schließlich von migrierenden Kleinrippelfeldern abgelöst, und im terminalen Lobus der Überbankwasserläufe setzen sich tonig-schluffige Sedimente aus der Suspension ab (s. Abb. 16 und 17).

Austrocknung und Konsolidation der Überflutungsabsätze durch Entwässerung bewirkt die Entstehung von SchrumpfungsrisSEN, welche bei der nachfolgenden Eideckung mit Rinnensedimenten durch Sand verfüllt werden (Netzleisten und Pfeiler, s. Abb. 21). Werden die Überflutungsabsätze nicht durch Entwässerung stabilisiert, so reagieren sie plastisch und dringen diapirartig in die hangenden lockeren Sande ein (Intrusionsdome und -stöcke, s. Abb. 20).

Ein Auftauchen von Partien der Rinnen und Trockenfalten von Teilen der Überflutungsebene (s. Abb. 24) führt in manchen Abschnitten der Schichtfolge zur Auswehung von Sand aus alluvialen Sand- und Kiesbänken und zur Anhäufung kleiner transversaler Dünen (s. Abb. 50), Windrippelfelder und ebener Sandschichten im Überbankbereich. In anderen Teilen der Serie setzen mit dem Auftauchen und Trockenfallen von Partien der Alluvialebene Bodenbildung und Pflanzenwuchs ein. Die fluviatilen Kleinzyklen sind nur untergeordnet in der vorstehend beschriebenen idealen Entwicklung ausge-

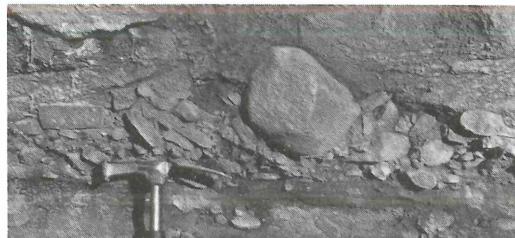


Abbildung 7. An den basalen Erosionsflächen der fluviatilen Kleinzyklen werden grobe Gerölle zu Rückstandspflastern konzentriert. Einzelne kantige Fragmente aus dem umgebenden Grundgebirge stechen als isolierte Blöcke hervor. Mittlerer Buntsandstein, Nördliches Saarland. Breite des Hammerkopfes 19 cm. Steinbruch am Südwesthang des Saartales an der Straße von Schwemlingen nach Dreisbach (Blatt 6505 Merzig, r 42 120, h 82 460).

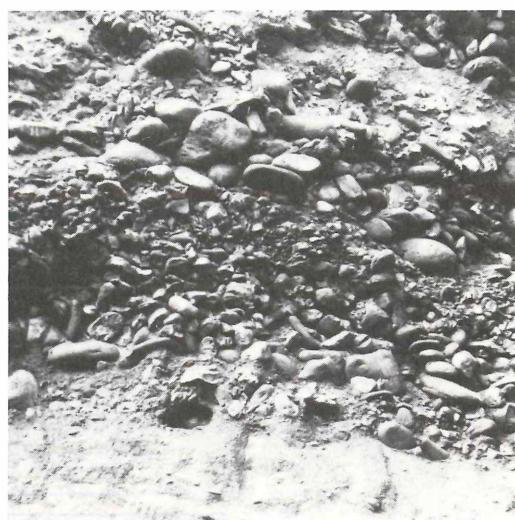


Abbildung 8. Gradierungen der Geröllgröße in Mikrozyklen innerhalb konglomeratischer Stromkanalabsätze spiegeln Fluktuationen von Transportkraft und Wasserführung während der Auffüllung der Rinnen durch mehrere aufeinanderfolgende getrennte Flutphasen wider. Mittlerer Buntsandstein, Nordeifel. Bildbreite etwa 90 cm. Felsen am Eisernen Kreuz an der Straße nach Gemünd nordwestlich Kall (Blatt 5405 Mechernich, r 39 400, h 01 080).

bildet und/oder erhalten (s. Abb. 37). In Abhängigkeit vom primären Korngrößenangebot aus dem Liefergebiet, daneben auch von der Transportkraft in den Rinnen, entstehen in vielen Kleinzyklen im unteren Teil lediglich sandige Sedimente. Phasenweise erhöhte Fließgeschwindigkeit zu Beginn der Aggradation der Stromkanäle mit nachfolgendem raschem Abflauen der Energie bewirkt häufig einen nahezu abrupten Wechsel von basalen Kiesbankablagerungen zu den hangenden Sandbarrensedimenten (s. Abb. 7 und 8). In schmalen

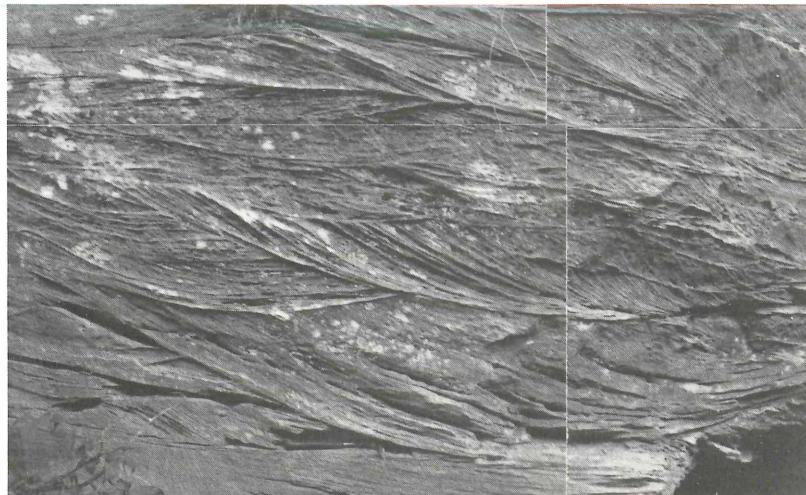


Abbildung 9. Trogförmige Pi-Schrägschichtung in Rinnensedimenten mit komplex verflochtenem Muster der schaufelförmigen Leeblattgruppen dokumentiert die fortgesetzte Wanderung von Megarippeln mit gekrümmten Kämmen am Boden der Rinnen. Mittlerer Buntsandstein, Westeifel. Länge des Hammers 29 cm. Felsen am Westhang des Erzberges bei Biersdorf (Blatt 5904 Waxweiler, r 31 880, h 41 760).

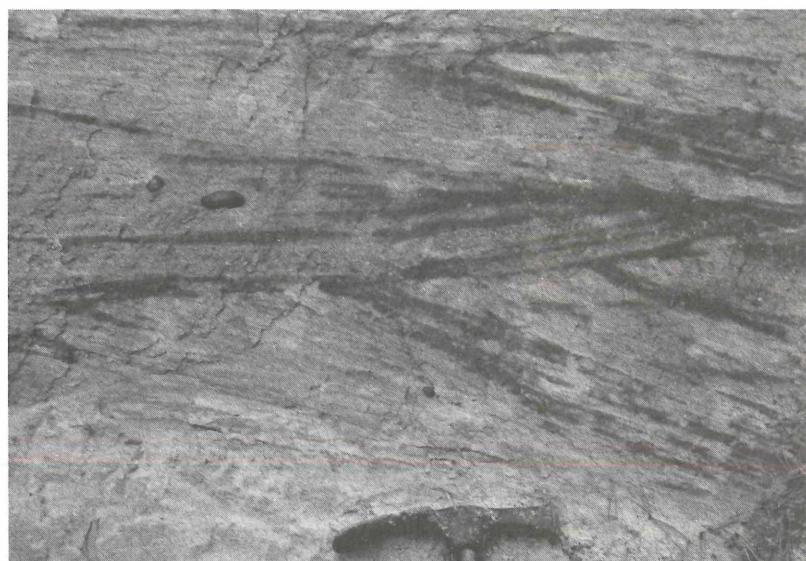


Abbildung 10. Mitteldimensionale keilförmige Schrägschichtung in Rinnensedimenten dokumentiert die sukzessive Migration von Megarippeln mit Einschneiden in die vorhergehenden Ablagerungen und teilweise unterschiedlich orientierte Schüttungen. Mittlerer Buntsandstein, Oberfranken. Breite des Hammerkopfes 19 cm. Anschnitt am Südosthang des Kienberges nordöstlich der Walkmühle westlich Knellendorf (Blatt 5733 Kronach, r 50 360, h 70 430).

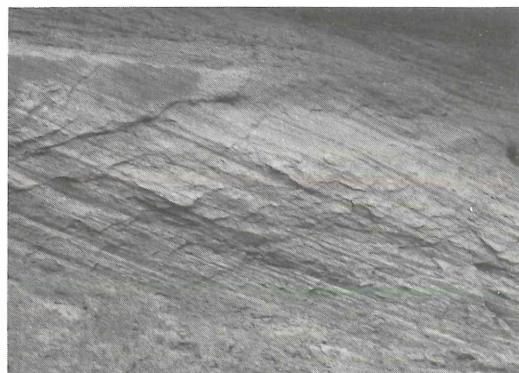


Abbildung 11. Großdimensionale tafelige Schrägschichtung in Rinnensedimenten spiegelt die Wanderung von transversalen Sandbänken mit geraden Kämmen am Boden der Wasserläufe wider. Mit dem Abklingen der Fluten kommen die großen Barren zum Stillstand und werden von kleineren Bettformen eingehüllt. Mittlerer Buntsandstein, Oberfranken. Bildbreite etwa 2 m. Sandgrube am Nordhang des Hasenberges nahe Mostholz südwestlich Haig (Blatt 5733 Kronach, r 47 720, h 71 230).

Überflutungsebenen, welche in kurzem Abstand von hochenergetischen Wasserschwälen aus den Rinnen überschwemmt werden, bilden sich lediglich geringmächtige sandige Überbankablagerungen (s. Abb. 29), während in breiten Überflutungsebenen in den distalen Bereichen abseits der Einschüttungen aus den Stromkanälen mächtigere feinkörnige Sedimente im Ruhigwasser aus der Suspension ausfallen können (s. Abb. 12 und 19).

Der Abstand der Wasserläufe, die Periodizität der lateralen Verschiebung der Rinnen sowie die Absenkungsrate des Beckens sind für die Bildung und Erhaltung der fluviatilen Kleinzyklen von erstrangiger Bedeutung. In stark vernetzten Flussystemen (s. Abb. 22.1) mit engständigen Stromkanälen und nur schmalen Überflutungsebenen zwischen den nahe benachbarten Wasserläufen wird durch anhaltende hochenergetische Überschwemmungen der Überbankbereiche mit breitfrachtbefüllten Wassermassen die Entstehung feinkörniger Überflutungsabsätze häufig bereits primär weitgehend unterdrückt. Sekundär werden die wenigen Ruhig- und Stillwassersedimente, welche sich bei längeren Pausen zwischen aufeinanderfolgenden Fluten in den Rinnen in geschützten Partien der Überbankgebiete bilden konnten, infolge starker vertikaler und lateraler Erosion im Zuge der seitlichen Verlagerung der Stromkanäle wieder abgetragen (s. Abb. 23 und 33) und aus dem Schichtverband entfernt (s. Abb. 26). Infolge der primär-sedimentären Verhinderung der Entstehung und der sekundär-erosiven Zerstörung von Überflutungsabsätzen werden die Rinnenablagerungen oftmals zu mächtigen Komplexen aufeinanderfolgender mehrstöckiger Wasserlaufsedimente übereinander gestapelt. Die Akkumulation polygenetischer Abfolgen von Stromkanalablagerungen wird darüber hinaus durch langsame

Abbildung 12. Tonig-schluffige Überschwemmungsablagerungen im Hangenden von fluviatilen Rinnensedimenten. Mittlerer Buntsandstein, Odenwald. Bildhöhe etwa 5 m. Steinbruch am Südosthang des Feuerberges westlich Pleutersbach (Blatt 6519 Eberbach, r 94 780, h 79 250).

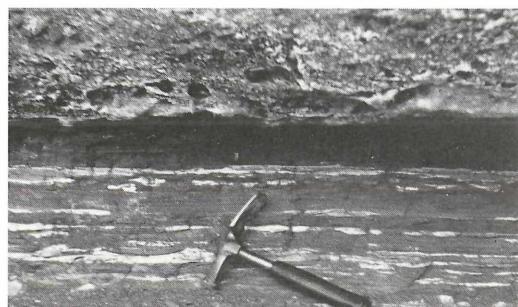


Abbildung 13. Tonig-schluffige Überflutungsabsätze mit eingeschalteten sandigen Lagen und Linsen spiegeln den Absatz von Suspensionsfracht im medialen bis distalen Teil der Überschwemmungsflächen wider. Die Überbanksedimente werden von den Stromkanalablagerungen des folgenden Zyklolithen überdeckt. Mittlerer Buntsandstein, Nördliches Saarland. Breite des Hammerkopfes 19 cm. Anschnitt an der Klause ostnordöstlich Kastel (Blatt 6405 Freudenburg, r 41 370, h 92 500).

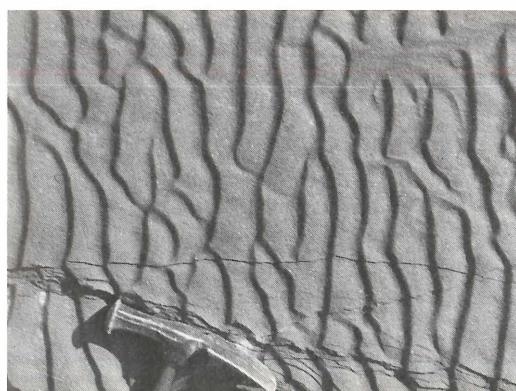


Abbildung 14. Asymmetrische Strömungsrippeln mit geraden bis flachwelligen, teilweise sich vergabelnden Kämmen sind Ausdruck niedrigenergetischer Bedingungen des geringintensiven unteren Fließregimes. Mittlerer Buntsandstein, Nördliches Saarland. Breite des Hammerkopfes 19 cm. Steinbruch zwischen Dietzenborner Kopf und Pelterswald südwestlich Britten (Blatt 6405 Freudenburg, r 47 140, h 87 000).

Absenkung des Sedimentationsraumes unterstützt und optimiert, welche die Effektivität der lateralen Durchkämmung der Überflutungsebenen durch die wandernen Stromkanäle erhöht. In manchen Teilen derartiger Schichtfolgen bilden sich mächtigere feinkörnige Überflutungsabsätze lediglich in abgeschirmten Überbankbereichen abseits der Reichweite der hochenergetischen Überschwemmungen aus den Rinnen und abgelegen vom Einzugsbereich der wandernden Stromkanäle. Sie werden begünstigt durch eine zeitweise Zunahme der Absenkungsrate des Beckens bei Verringerung der intraformationellen Erosion.

(Fortsetzung auf S. 22)



Abbildung 15. Intrusionen von sandigen Einschaltungen in tonig-schluffige Überflutungsabsätze sind Dokumente von Instabilität und Druckgefälle während der Entwässerung der Suspensionssedimente. Mittlerer Buntsandstein, Nördliches Saarland. Bildbreite etwa 30 cm. Anschnitt am Nordosthang von „Auf dem Schock“ am Südwesthang des Zewener Bach-Tales in Zewen (Blatt 6205 Trier, r 41 430, h 09 660).



Abbildung 16. Kleindimensionale Sandgänge als Injektionsgefüge in tonig-schluffige Überflutungsabsätze sind die verbreitetsten Deformationsstrukturen in Überschwemmungssedimentsequenzen mit eingeschalteten sandigen Laminae. Mittlerer Buntsandstein, Nördliches Saarland. Bildbreite etwa 1,2 m. Sandgrube am Osthang des Liescher Berges südöstlich Wasserliesch westlich Konzerbrück (Blatt 6305 Saarburg, r 39 360, h 06 930).

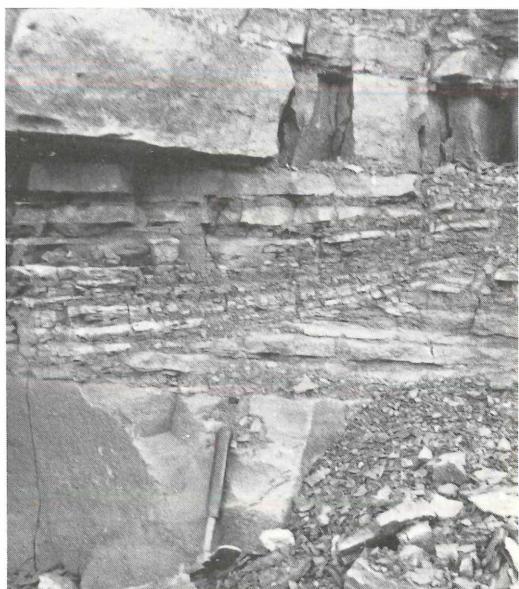


Abbildung 17. Flache Rinnen mit Füllungen aus wechselnden dünnen sandigen und tonig-schluffigen Lagen in Abfolgen von Überflutungsabsätzen belegen differenzierte Akkretion mit Eintiefung eines Wasserlaufs und nachfolgend separate Sedimentation von Bettfracht und Suspensionsfracht während getrennter Phasen unterschiedlicher Fließgeschwindigkeit. Die Zunahme der Mächtigkeit der Sandlagen nach oben dokumentiert die wachsende Bedeutung der Bettfrachteinspülung mit zunehmender Degradation des flachen Stromkanals. Mittlerer Buntsandstein, Heiligkreuzgebirge/Polen. Länge des Hammers 29 cm. Steinbruch am Südosthang des Swislina-Tales nahe Wiory zwischen Starachowice und Ostrowiec Świętokrzyski (Blatt 1:100 000 Bodzentyn, Pas 45 Slup 32, r 43 650, h 84 450).

Abbildung 18. In die Wechselfolge von Rinnensedimenten und Überflutungsabsätzen schneidet sich ein Uferwall-durchbruchskanal ein, dessen Füllung mit geröllführendem Sandstein eine erhebliche Energie der den Seiten-damm perforierenden Strömungen und den Abflußbett-frachtbladener Fluten in dem crevasse-splay-Kanal wider-spiegelt. Mittlerer Buntsandstein, Südeifel. Länge des Hammers 29 cm. Wegan-schnitt am Westhang des Mo-seltals in Trier-Pallien (Blatt 6205 Trier, r 45 260, h 14 740).

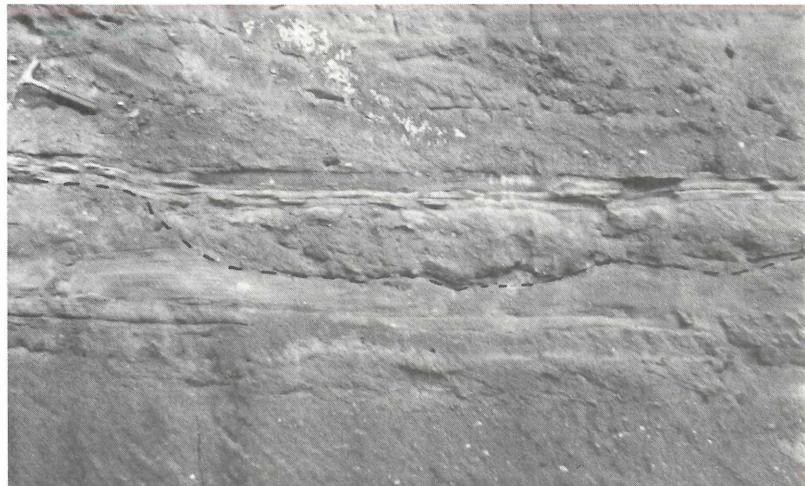


Abbildung 19. Isolierte Linsen oder Stränge von Rinnensedimenten in tonig-schluffigen Absätzen von fluviatilen Überflutungsebenen oder nassen Interdünensplasen dokumentieren einzelne weitständige Stromkanäle. Mittlerer Buntsandstein, Nördliches Saarland. Bildbreite etwa 3 m. Sandgrube am Osthang des Liescher Berges südöstlich Wasserliesch westlich Konzerbrück (Blatt 6305 Saarburg, r 39 360, h 06 930).

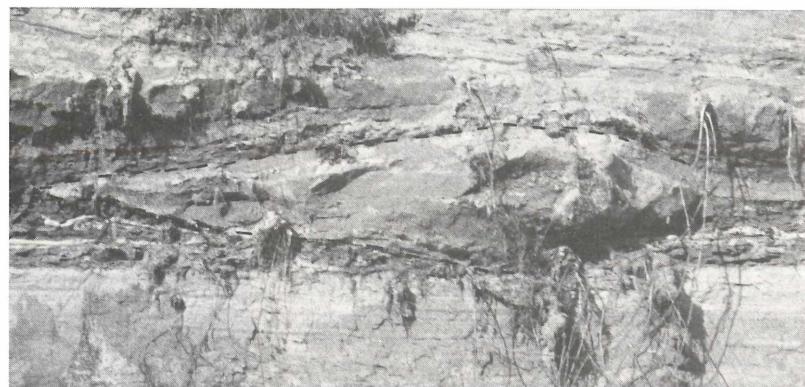


Abbildung 20. Bei rascher Einschüttung von fluviatilen Rinnen-sanden oder Schichtflutablagerungen dringen diapirartige Intrusionsdome und -pfeiler aus noch wassergesättigten tonig-schluffigen Suspensionsabsätzen in die lockeren Decken ein. Mittlerer Buntsandstein, Oberfranken. Breite des Hammerkopfes 19 cm. Sandgrube an der Nordwestflanke des Kammberges südlich des Birkacher Grabens westlich Gundelsdorf (Blatt 5733 Kronach, r 52 100, h 71 390).



Abbildung 21. Neben hexagonalen und rechtwinkligen geraden Trockenrissen bilden sich bei besonderen Bedingungen gelegentlich gekrümmte Schrumpfungsspalten in häufig nicht geschlossenen Mustern, sondern als isolierte sternförmige und rosettenartige Aggregate. Mittlerer Buntsandstein, Solling. Bildbreite etwa 15 cm. Steinbruch am Südosthang des Hennigsbrink südwestlich Arholzen (Blatt 4123 Stadtoldendorf, r 37 420, h 47 480).

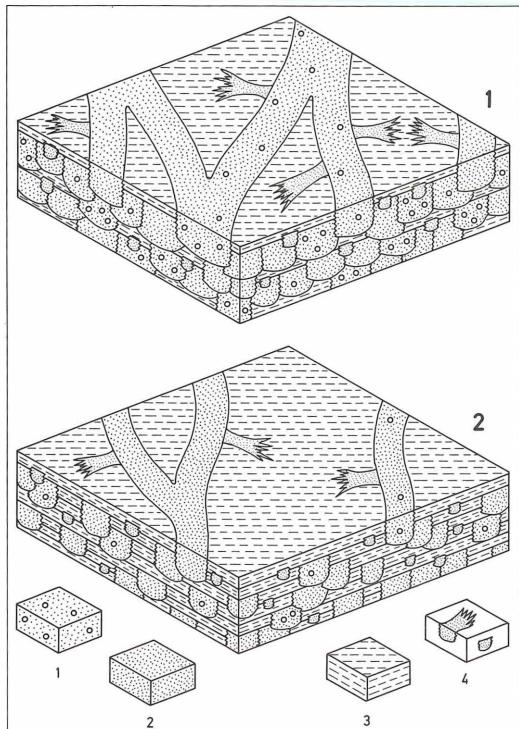


Abbildung 22. Die alluvialen Ablagerungen des Buntsandsteins bilden sich in Rinnen eines verflochtenen Flussnetzes sowie in den Überflutungsebenen zwischen den Stromkanälen. Im Laufe der Zeit wechseln Abstand der Wasserläufe, Verflechtungsgrad des Flussystems sowie die Häufigkeit der seitlichen Verschiebung der Rinnen.

1. Schematische Darstellung eines stärker verzweigten Flussnetzes mit eng- bis mittelständigen Stromkanälen und nur schmalen Überflutungsebenen zwischen den Wasserläufen.
2. Schematische Darstellung eines schwächer verzweigten Flussnetzes mit weitständigen Stromkanälen und breiten bis ausgedehnten Überflutungsebenen zwischen den Rinnen. Legende: 1 = kiesige Rinnensedimente, 2 = sandige Stromkanalsedimente, 3 = tonig-schluffige Überschwemmungsebenenabsätze, 4 = sandige Uferwalddurchbruchskanalsedimente.



Abbildung 23. Aufgebogene Tonhäute in feuchten bis nassen Interdünenplayasedimenten spiegeln den Absatz von geringmächtigen tonig-schluffigen Ablagerungen in flachen Seen sowie die nachfolgende Schrumpfung und schrittweise Austrocknung der stehenden Gewässer wider. Mittlerer Buntsandstein, Nördliches Saarland. Breite des Hammerkopfes 19 cm. Sandgrube am Nordwesthang des Fuchsgrabens nordwestlich Könen (Blatt 6305 Saarburg, r 39 180, h 05 730).

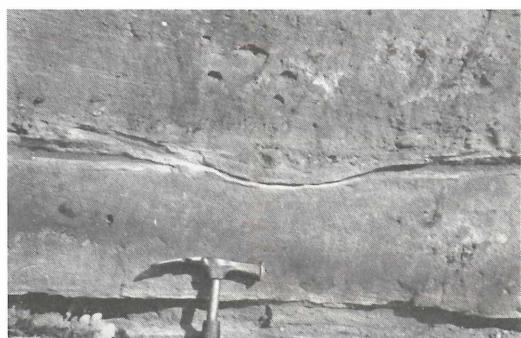


Abbildung 24. Dünne tonig-schluffige Niedrigwasserzwischenmittel als Einschaltungen in eine Sequenz mehrphasiger Stromkanalsande. Ein Einschneiden der folgenden Rinnen ins Liegende führt zu einer lokalen Kappung der dünnen Lagen. Mittlerer Buntsandstein, Nördliches Saarland. Breite des Hammerkopfes 19 cm. Felsen am Osthang des Berges südwestlich der Vereinigung von Saar und Mosel westlich Konzerbrück (Blatt 6305 Saarburg, r 39 860, h 06 800).



Abbildung 25. Umgelagerte Schollen intraformationeller tonig-schluffiger Überflutungsabsätze in sandigen Rinnensedimenten. Mittlerer Buntsandstein, Oberfranken. Länge des Hammers 29 cm. Felsen an der Straße von Kulmbach zur Plassenburg (Blatt 5834 Kulmbach, r 61 680, h 52 370).

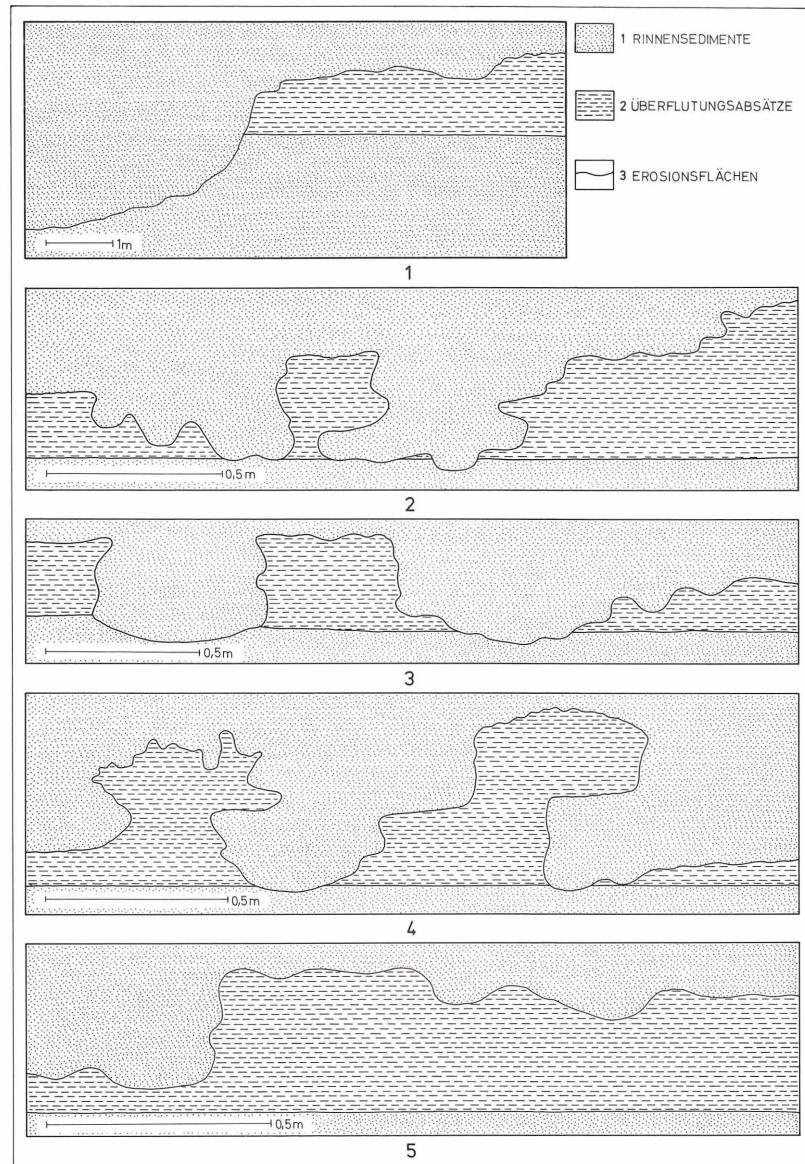




Abbildung 28. Seitliches Auskeilen von isolierten Rinnen-sanden in tonig-schluffigen Überflutungsabsätzen führt zur Aufeinanderstapelung der feinkörnigen Überschwemmungsablagerungen zu mehrstöckigen Komplexen. Mittlerer Buntsandstein, Oberfranken. Bildbreite etwa 5 m. Sandgrube am Westhang der Ludwigshöhe südlich der Veitenwustung nördlich Kaltenbrunn (Blatt 5733 Kronach, r 47 100, h 70 540).



Abbildung 29. Seitliches Auskeilen linsenartiger tonig-schluffiger Überflutungsabsätzen oder Niedrigwasserzwischenmittel führt zu einer Aufeinanderstapelung von Rinnensanden, und zwar ohne die erosive Entfernung von Suspensionsablagerungen. Die Verschmelzung dieser sukzessiven Sandkörper verschleiert das vollständige Spektrum der hydrodynamischen Variationen durch die Kondensation von Prozessen. Mittlerer Buntsandstein, Solling. Länge des Hammers 29 cm. Steinbruch am Südhang des Hoop nordwestlich Stadtoldendorf (Blatt 4123 Stadtoldendorf, r 42 530, h 50 540).

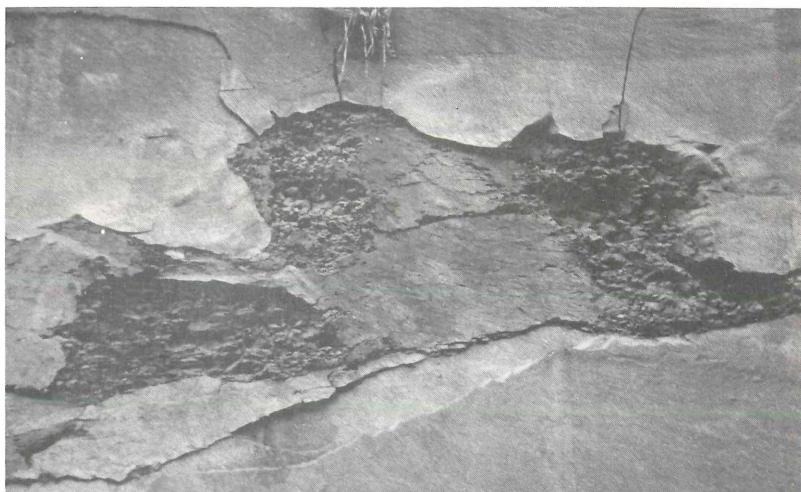


Abbildung 30. Tonig-schluffige Überschwemmungs-sedimente überlagern ein flachwelliges Erosionsrelief am Dach fluviatiler Rinnensande und werden ihrerseits an der Basis der folgenden Strom-kanalablagerungen bizarr skulpturiert. Mittlerer Buntsandstein, Solling. Bildbreite etwa 2,5 m. Steinbruch am westlichen Ortsausgang von Stadtoldendorf (Blatt 4123 Stadtoldendorf, r 42 300, h 50 080).



Abbildung 31. Steile Wände von Erosionsrinnen mit teilweise überhängenden Flanken infolge Unterspülung belegen eine beträchtliche Standfestigkeit der tonig-schluffigen Überschwemmungs-sedimente selbst bei Auskolkung bizarre Reliefs an den Rändern der Wasserläufe. Mittlerer Buntsandstein, Oberfranken. Bildbreite etwa 30 cm. Sandgrube am Südwesthang der Tierleite an der Nordostseite des Trebgasttales nordöstlich Sandreuth (Blatt 5935 Marktschorgast, r 69 840, h 42 560).



Abbildung 32. Bizarre Auskolkungsformen mit unregelmäßiger Skulpturierung und überhängenden Spornen als Resultat der Unterspülung. Sie unterstreichen die erhebliche Standfestigkeit lockerer aeolischer Sande gegenüber fluviatiler Tiefenerosion aufgrund humidhässiger Verfestigung. Mittlerer Buntsandstein, Westeifel. Bildbreite etwa 75 cm. Felsen am Südhang des Ringelsteins bei Biersdorf (Blatt 5904 Waxweiler, r 31 560, h 42 460).



Abbildung 33. Aufgearbeitete Fragmente sandiger Rinnensedimente in konglomeratischen Stromkanalablagerungen. Der Zusammenhalt des Korngefüges der lockeren Rinnensande durch Humidhässion ermöglicht den Transport als Gerölle über kurze Strecken am Boden der Rinnen. Unterer bis mittlerer Teil des Buntsandsteins, Sudeten. Bildbreite etwa 60 cm. Steinbruch nahe Kochanów nordwestlich Waxbrzych/Polen.



Abbildung 34. Rinnensande (heller) füllen bizarr skulpturierte Erosionsrelikte tonig-schluffiger Überflutungsabsätze (dunkler) aus. Mittlerer Buntsandstein, Nördliches Saarland. Bildbreite etwa 30 cm. Sandgrube am Osthang des Liescher Berges südöstlich Wasserliesch westlich Konzerbrück (Blatt 6305 Saarburg, r 39 360, h 06 930).



Abbildung 35. Große Schollen aufgearbeiteter tonig-schluffiger Überflutungsabsätze mit teilweise bizarrem Umriss in sandigen Rinnensedimenten belegen die erosive Degradation und Umlagerung feinkörniger Überschwemmungsabsätze durch Abtragung im Zuge der seitlichen Verschiebung der Stromkanäle. Die intraformationellen Bruchstücke werden am Boden der Wasserläufe von Sandbänken begraben. Mittlerer Buntsandstein, Solling. Bildbreite etwa 1,8 m. Steinbruch am Südosthang des Operateurbusch am Nordhang des Hesselbachtals westlich Schießhaus (Blatt 4123 Stadtoldendorf, r 36 160, h 43 800).

(Fortsetzung von S. 15)

In schwächer verzweigten Flussystemen (s. Abb. 22.2) mit weitständigen Stromkanälen und breiten Überflutungsebenen zwischen den teilweise weit entfernten Wasserläufen erfaßt die laterale Migration der Rinnen nur Teilbereiche der Alluvialebenen. Größere Partien der Überschwemmungsgebiete geraten längere Zeit nicht in den Einflußbereich der Stromkanäle. In diesen abgelegenen Überbankpartien werden oftmals die Sus-

pensionssedimente aus mehreren aufeinanderfolgenden Überflutungen zu mehrstöckigen Abfolgen von Überschwemmungsablagerungen übereinandergestapelt (Abb. 19 und 28). Die Rinnensande bilden aufgrund der begrenzten Migration der Wasserläufe zuweilen isolierte Gürtel und Stränge innerhalb mächtiger feinkörniger Überbanksedimentserien. Im Einzugsbereich der Stromkanäle werden infolge seltenerer Überflutungen und geringerer Energie der Überschwemmungen in den breiten angrenzenden Überbankflächen häufig mächtigere Ruhig- und Stillwassersedimente abgesetzt und aufgrund sekundär schwächerer Erosion während der verlangsamten Verschiebung der Rinnen nur sehr wenig oder gar nicht abgetragen. Die Konservierung nahezu vollständiger fluviatiler Kleinzyklen im Schichtverband wird darüber hinaus durch erhöhte Absenkungsrationen des Beckens begünstigt, welche ein Absinken der Überbankflächen unter den Basispiegel der Erosion vor dem Einsetzen der Rinneneintiefung bewirken.

In der geologischen Schichtfolge geben sich die aufeinandergestapelten Stromkanalsedimente durch lediglich geringmächtige Einschaltungen von seitlich rasch auskeilenden oder abgeschnittenen feinkörnigeren Wasserlaufablagerungen und Überflutungsabsätze zu erkennen (s. Abb. 25 und 29). In vielen grobkonglomeratischen Sequenzen deuten aufeinanderfolgende Rudite und Arenite mit nur vereinzelt oder gar keinen feinkörnigen Zwischenlagen und Linsen die weitgehend primäre Unterdrückung der Bildung feinerer Sedimente an. Ein Aufeinanderstapeln von Wasserlaufablagerungen wird dabei durch das seitliche Auskeilen feinkörniger Absätze (s. Abb. 29) mit einer begrenzten flächenhaften

Ausdehnung möglich. In anderen mehrstöckigen Rinnenablagerungen sandiger und/oder kiesiger Zusammensetzung dagegen bezeugen verbreitete intraformationelle Sandstein- und Ton-/Schluffstein-Gerölle (s. Abb. 23, 27 und 35) sowie relikтив erhaltene stark skulpturierte feinkörnige Absätze (s. Abb. 27, 30, 32 und 34) einen erheblichen Anteil der sekundär-erosiven Entfernung von Ruhig- und Stillwasserablagerungen an der Kondensation der polygenetischen Stromkanalsukzessionen. Die mehrstöckigen Überflutungsablagerungen bilden sich oftmals durch laterales Auskeilen von Rinnensanden an den Flanken flacher und breiter Stromkanäle (s. Abb. 19 und 28), als dessen Folge vollständige Kleinzyklen durch linsenartiges seitliches Ausdünnen und schließlich Ausschwänzen der Wasserlaufsedimente in polygenetische Überschwemmungsabsätze übergehen.

Signifikante Dokumente erheblicher sekundärer Erosion sind die aufgearbeiteten Schollen (Abb. 23 und 33) und die bizarr skulpturierten Relikte (Abb. 27, 30 und 32) mit, infolge von Unterspülung, teilweise überhängenden Flanken (Abb. 31, 34 und 36). Weitere deutliche Anzeichen dieser Erosion geben die verbreiteten flachwelligen, rinnenförmigen oder unregelmäßigen Erosionsflächen (Abb. 25 und 30), welche in vielen polygenetischen Sand- und Kiesbankablagerungen immer wieder auftreten und die häufig von Schnüren und Schleiern aus extraklastischen und/oder intraformationellen Rückstandsgerölle gesäumt werden.

2.1.2 Evolution des Ablagerungsmilieus

Eine Evolution des fluviatilen Ablagerungsmilieus im Lauf der Sedimentationsgeschichte lässt sich an verschiedenen Faktoren ableSEN:

- wechselnde Zusammensetzung der fluviatilen Kleinzyklen
- wechselnde Anteile von geröllführenden Rinnensedimenten
- wechselnde Anteile von aufeinanderfolgenden Stromkanalsedimenten und mehrstöckigen Überflutungsabsätzen.

Die Entwicklung wird dabei in erster Linie extern durch die tektonische Aktivität im Abtragungsgebiet und damit durch die Anlieferung von Detritus in den Sedimentationsraum gesteuert. Sekundär kontrollieren die Abflürraten und die Bettfrachtzusammensetzung die Veränderungen innerhalb des Flußnetzes. Eine eingehende Darstellung der Einflußfaktoren auf die Evolution des fluviatilen Stils erfolgt in MADER (1983b, 1984c).

Im alluvialen Ablagerungsmilieu des Buntsandsteins lassen sich drei Phasen der Evolution beobachten (signifikante Sedimentstrukturen für die einzelnen Evolutionsphasen sind in den Abbildungen 9, 10, 11, 28, 36 und 37 dargestellt). Die erste Phase zeichnet sich durch stark verflochtene Flußsysteme mit engständigen, schwach gekrümmten oder gar geraden Wasserläufen und nur schmalen Überflutungsebenen zwischen den Stromkanälen aus (Abb. 37). Durch eine Zunahme von

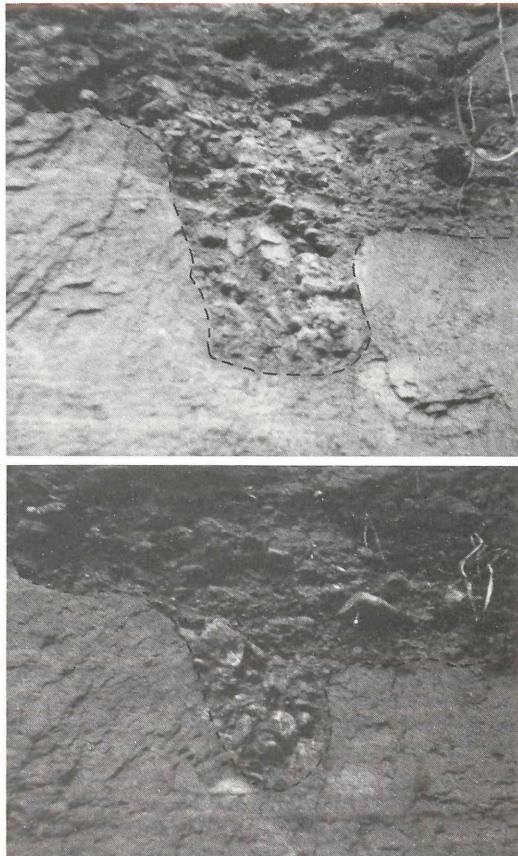


Abbildung 36. Passiv in ausgekolkten Strudellochern angereichte kieskorngroße Komponenten. Das steile Relief der schmalen Erosionsrinnen in den Dünensanden belegt einen erheblichen Zusammenhalt des Korngefüges durch Humidhäsion. Mittlerer Buntsandstein, Westeifel. Oben: Zustand 1982; Bildbreite etwa 1,2 m. Unten: Zustand 1984; Bildbreite etwa 1,4 m. Steinbruch am Nordhang des Erzberges bei Biersdorf (Blatt 5904 Waxweiler, r 31 880, h 42 400).

Abstand und Krümmung der Rinnen und eine Verringerung der Vernetzung der Stromgeflechte wird die zweite Phase erreicht, welche sich durch mäßig verzweigte Flußsysteme, schwach verflochtene Stromgeflechte und mäandrierende Ströme auszeichnet (Abb. 28). Im weiteren Verlauf der Evolution wird dann die dritte Phase erreicht, die durch ein deltaisches, lakustrisches und/oder tidales bis flachmarines Milieu geprägt ist. Innerhalb der einzelnen Phasen kommen gelegentlich mehrere Stadien vor, die entweder einmal oder wiederholt durchlaufen werden. Dabei verläuft die Entwicklung vielfach nicht stetig, sondern mehrfache Unterbrechungen als Konsequenzen externer tektonischer Hebungen oder als Resultat eines Klimawechsels bewirken Rückschlüsse in der Evolution zu früheren Stadien der Sedimentation.



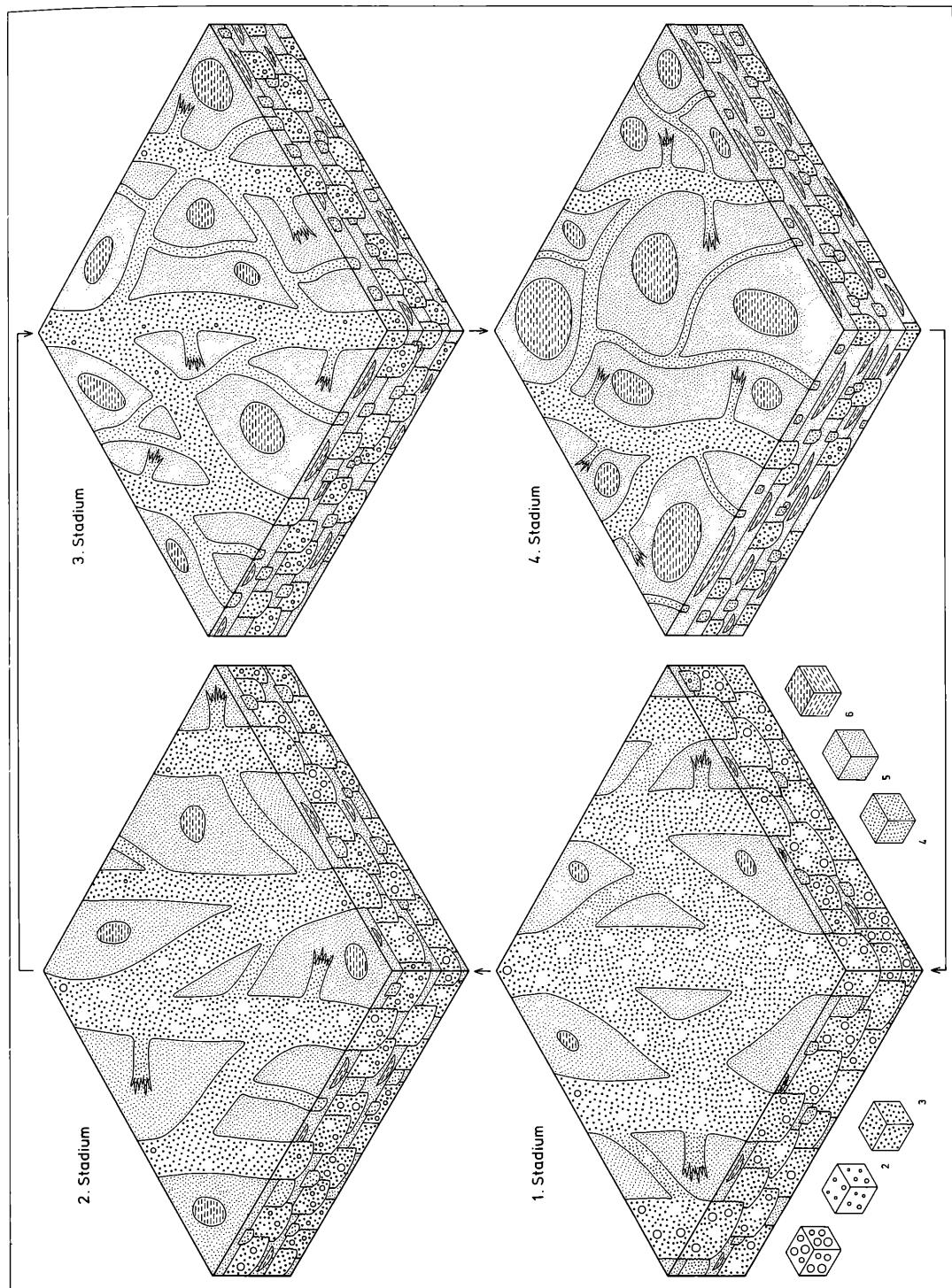
Abbildung 37. Tonig-schluffige Überflutungsabsätze mit eingeschalteten linsenförmigen Sanden von Uferwall-durchbruchskanälen werden seitlich durch Tiefenerosion gekappt und von Stromkanal-konglomeraten überlagert. Oberer Buntsandstein, West-eifel. Länge des Hammers 28 cm. Kiesgruben im Forst Schmidtheim südöstlich der Straße von Dahlem nach Blankenheim (Blatt 5505 Blankenheim, r 41 600, h 86 340).

mentationsgeschichte. Dadurch werden die terminalen Phasen der Evolution, bedingt durch den Wechsel von Fortschritt, Unterbrechung und Rückentwicklung bei sich ständig abschwächenden Revisionen, häufig erst am Ende der Buntsandsteinzeit erreicht. Entsprechend der Periodizität und Intensität der tektonischen Ereignisse vollzieht sich eine oligophasige Entwicklung mit wenigen Rückschritten oder eine polyzyklische Evolution mit zahlreichen Rekurrenzen. Überlagert und beeinflusst wird die Entwicklung des fluviatilen Environments von Veränderungen der Absenkungsrate des Beckens sowie der Ausdehnung und/oder Schrumpfung anderer sedimentärer Milieus.

Der Buntsandstein der Eifel am Westrand des Germanischen Beckens spiegelt besonders markant eine solche Evolution der fluviatilen Sedimentation wider (Abb. 39). Die Evolution erfolgt dabei als Konsequenz der wechselnden Anlieferung von grobklastischem Detritus aus dem Abtragungsgebiet (eingehende Darstellung in MÄDER 1982a, 1983b). Im Mittleren Buntsandstein der Eifel verläuft die Entwicklung von lokalen Schwemmfächern und Muren über stark verflochtene Flüsse mit Geröllfracht (s. Abb. 37 und 47) zu mäßig vernetzten Flüssen mit sandig-feinkiesiger Fracht. Die vorläufige Endphase wird von einer Verzahnung aeolischer Dünenfelder und verzweigten Wasserläufen geprägt (s. Abb. 50). Diese Abfolge wird dabei regional durch die unterschiedliche Ausdehnung aeolischer Sandmeere und durch begrenzte zusätzliche, marginal-laterale Einschüttungen von grobklastischem Sediment überprägt (vgl. MÄDER 1982b, 1983c, 1984c). An der Wende zum Oberen Buntsandstein bewirkt eine tektonische Hebung im Liefergebiet und ein Klimawechsel eine Rekurrenz zu Bedingungen, wie sie im tieferen Teil des Mittleren Bunt-

sandsteins herrschte. Im Oberen Buntsandstein dagegen vollzieht sich erneut eine Entwicklung von konglomeratischen stark verflochtenen Flussystemen zu sandigen schwach vernetzten Stromaggregaten. Im Gegensatz zum Mittleren Buntsandstein führt die Evolution im Oberen Buntsandstein jedoch nicht zur Ausbildung eines Dünenfeldes, sondern weitere Zunahme von Abstand und Krümmung der Rinnen bewirkt schließlich die Entstehung von mäandrierenden Flüssen. Diese Entwicklung wird nur einmal von einer kleineren Rekurrenz unterbrochen. Die gewundenen Wasserläufe gehen allmählich in ein deltaisches und/oder tidales Environment über, welches schließlich zur flachmarinen Überflutung der Alluvialebene durch das transgredierende Muschelkalkmeer am Ende des Buntsandsteins überleitet. Die Endphase der Entwicklung im Mittleren Buntsandstein bedeutet gleichzeitig den Höhepunkt in der regionalen Diversifikation des fluviatilen Ablagerungsmilieus. In einigen Teilen erfolgt dabei noch eine weitere Überprägung der lithogenetischen Entwicklung durch die unterschiedlichen Absenkungsraten des Beckens. Rrasche Subsidenz ermöglicht die Akkumulation ausge-

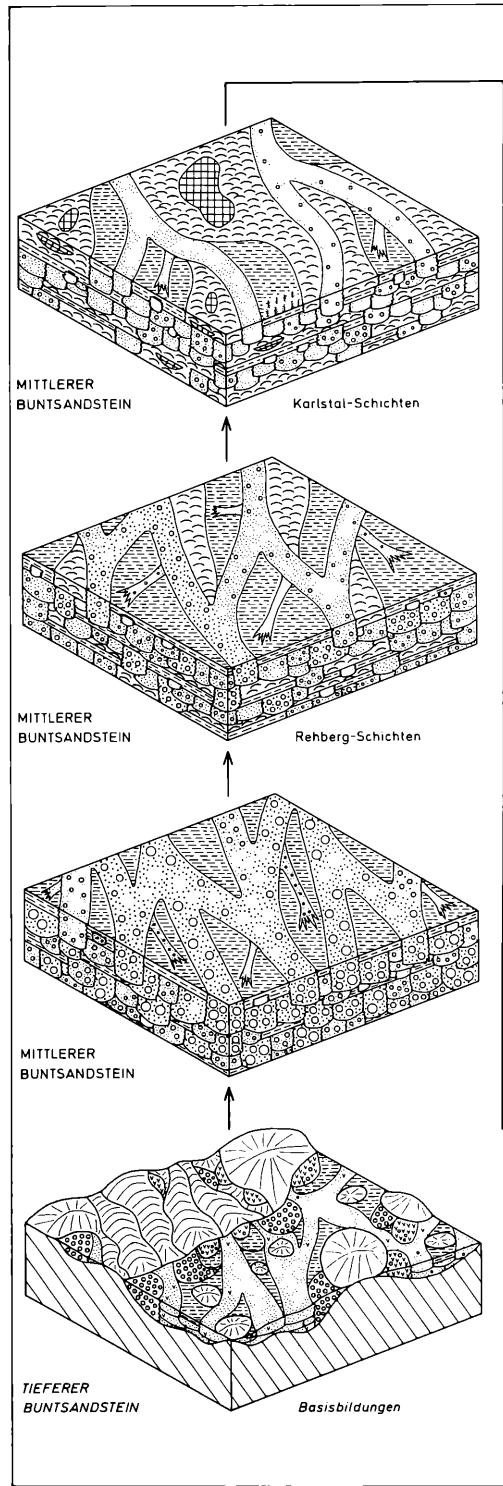
Abbildung 38. Vertikale Evolution der fluviatilen Sedimentation im Mittleren Buntsandstein von Oberfranken. In der polyzyklischen Entwicklungsgeschichte wird durch tektonisch induzierte multiple Rückschritte immer wieder das Ausgangsstadium erreicht, an dem die Evolutionszyklen von neuem beginnen. Legende: 1 = grobe Gerölle, 2 = feine Gerölle, 3 = Hauptrinnenablagerungen; 4–6 = Überschwemmungs-sedimente (Wechselschichten), 4 = Absätze in kleinen Wasserläufen auf den Überflutungsebenen und zwischen den Hauptkanälen, 5 = sandige Ablagerungen in schichtflutdominierten Sandflächen, 6 = tonig-schluffige Sedimente in Seen. Schematisch, kein Maßstab.

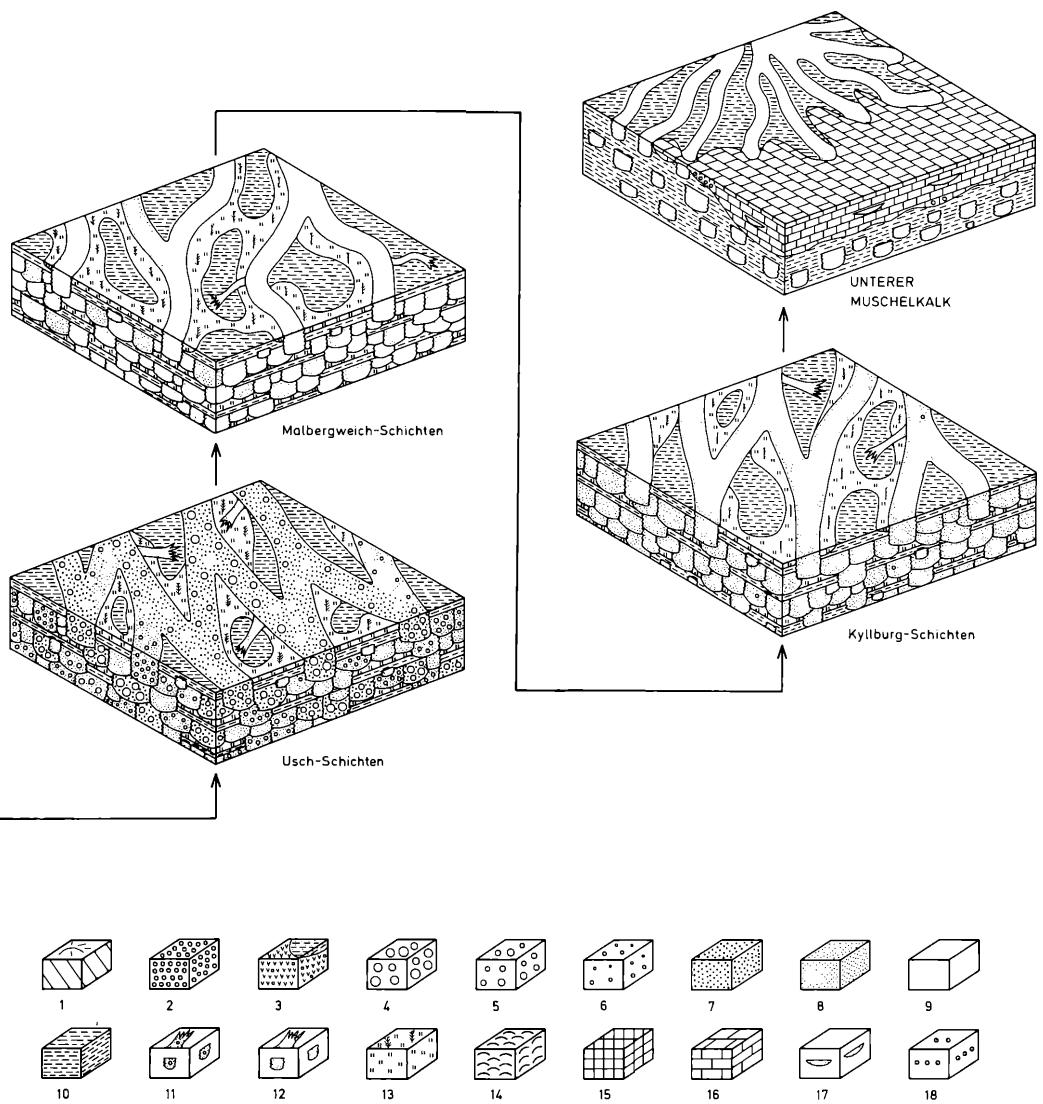


dehnter aeolischer Sandmeere, welche von mäßig vernetzten Flussystemen mit schmalen bis breiten umgebenden Überflutungsbereichen durchschnitten werden. Untergeordnete laterale und vertikale Erosion als Konsequenz eines schnellen Absinkens der Sedimente unter den Basisspiegel ermöglicht verbreitet die Erhaltung nahezu vollständiger alluvialer Zyklotherme. Perioden retardierter, differenzierter oder totaler Absenkung dagegen bewirken erhebliche primäre Unterdrückung und sekundäre Entfernung von Überschwemmungsabsätzen und aeolischen Dünsanden. Dies führt damit zu einer Auseinanderstapelung von sukzessiven Rinnenablagerungen zu charakteristischen mehrstöckigen Stromkanalsedimentserien. Diese Zonen, welche oftmals an Bergflanken als Härtlinge herauswittern, wurden in früheren Zeiten wiederholt zur Anlage und Gründung von Burgen und Schlössern verwendet und bilden in vielen Partien der Landschaft markante Felsmonumente.

Im Mittleren Buntsandstein von Oberfranken, am Ostrand des Germanischen Beckens, ist eine polyzyklische Evolution der fluviatilen Sedimentation (s. Abb. 38) in der Abfolge der Großzyklen (Sequenzen, LEITZ 1976) aufgezeichnet (eingehende Darstellung in MADER 1985a). Die Rückschritte, die zu einer Wiederholung der einzelnen Phasen führen, werden durch tektonische Aktivitäten im Abtragungsgebiet eingeleitet, was zu einer Versteilung des Gefälles im Becken und zu einer Einschüttung von grobklastischen Detritus in den Sedimentationsraum führt. Gleichzeitig bedingen erhöhte Niederschläge im Liefengebiet höhere Abflussraten in den Flussystemen. Der Übergang zu fortgeschrittenen Stadien innerhalb der Phasen erfolgt durch nachlassenden Antransport von Detritus aufgrund erosiver Erniedrigung des Reliefs im Abtragungsgebiet, Verringerung der Abflussraten durch Reduktion der Niederschläge im Liefengebiet und Verflachung des Gradienten mit fortschreitender Auffüllung des Beckens. Die Entwicklung umfaßt vier Phasen.

Abbildung 39. Vertikale Evolution der fluviatilen Sedimentation im Buntsandstein der Eifel, abgeleitet aus der Entwicklung der alluvialen Kleinzyklen in Raum und Zeit (s. Abb. 4) und der wechselnden Zusammensetzung der Schichtfolgen (s. Abb. 3). Die Evolution verläuft nicht kontinuierlich, sondern wird mehrfach durch Rekurrenzen in ein früheres Stadium zurückgestellt. Legende: 1 = devonisches Grundgebirge, 2 = alluviale Schwemmkugelabsätze (nur Basisbildungen), 3 = Murenablagerungen (nur Basisbildungen); 4–9 = Rinnensedimente, 4 = Gerölle über 15 cm Durchmesser, 5 = Gerölle zwischen 5 und 15 cm Durchmesser, 6 = Gerölle unter 5 cm Durchmesser, 7 = Grobsand, 8 = Mittelsand, 9 = Feinsand; 10–12 = Überflutungsabsätze, 10 = feinsandig/tonig-schluffige und rein tonig-schluffige Überschwemmungsebenenablagerungen, 11 = kiesige Uferwalldurchbruchskanalsedimente, 12 = sandige crevass-splay-Absätze; 13 = Paläoböden, 14 = aeolische Dünsande, 15 = lakustrische Interdünenplayasedimente, 16 = marine Karbonate (Unterer Muschelkalk), 17 = sandige Rothorizonte, 18 = oosparitische Rothorizonte. Schematisch, kein Maßstab.





Die erste Phase der fluviatilen Evolution ist gekennzeichnet durch ein stark verflochtenes Flussystem mit großen bis sehr großen, mäßig tiefen bis sehr tiefen, geraden bis schwach gekrümmten engständigen Rinnen (Abb. 11), welche nur schmale Überflutungsebenen einschließen. Die Überschwemmungsflächen werden nicht oder nur von vereinzelten kleinen Wasserläufen durchzogen und stellen weitgehend schichtflutdominierte Sandebenen mit vereinzelten sehr kleinen Seen dar. Die Hauptstromkanäle verlagern sich rasch in seitlicher Richtung.

Die zweite Phase der Entwicklung umfaßt ein mäßig verflochtenes Flussystem mit großen bis mittelgroßen, tiefen bis mäßig tiefen, schwach gekrümmten, mittelständigen Wasserläufen, welche schmale bis mäßig breite Überflutungsebenen einschließen. Die Überschwemmungsflächen werden von einzelnen kleinen Seen durchsetzt und repräsentieren vorwiegend schichtflutgeprägte Sandebenen mit einzelnen kleinen Seen. Die Hauptstromkanäle verschieben sich mäßig rasch bis schnell in lateraler Richtung.

Die dritte Phase der Ablagerungsgeschichte ist gekennzeichnet durch ein schwach verflochtenes Flussystem mit mittelgroßen, flachen bis mäßig tiefen, schwach bis mäßig gekrümmten, weitständigen Rinnen (Abb. 10), welche von breiten Überflutungsebenen getrennt werden. Die Überschwemmungsflächen werden von zahlreichen kleinen Wasserläufen durchzogen und enthalten einzelne bis zahlreiche, kleine bis mittelgroße Seen, während Schichtflutüberspülungen stark zurücktreten. Die Hauptstromkanäle verlagern sich nur noch langsam in seitlicher Richtung.

Die vierte Phase der Evolution umfaßt schließlich ein sehr schwach verflochtenes Flussystem mit mittelgroßen bis kleinen, flachen bis sehr flachen, mäßig gekrümmten, sehr weitständigen Rinnen (Abb. 11), welche von ausgedehnten Überflutungsebenen separiert werden. Die Überschwemmungsflächen werden von einzelnen bis zahlreichen, kleinen bis sehr kleinen Wasserläufen durchzogen und enthalten zahlreiche kleine, mittelgroße und große Seen. Die Hauptstromkanäle verlagern sich nur noch sehr langsam in seitlicher Richtung.

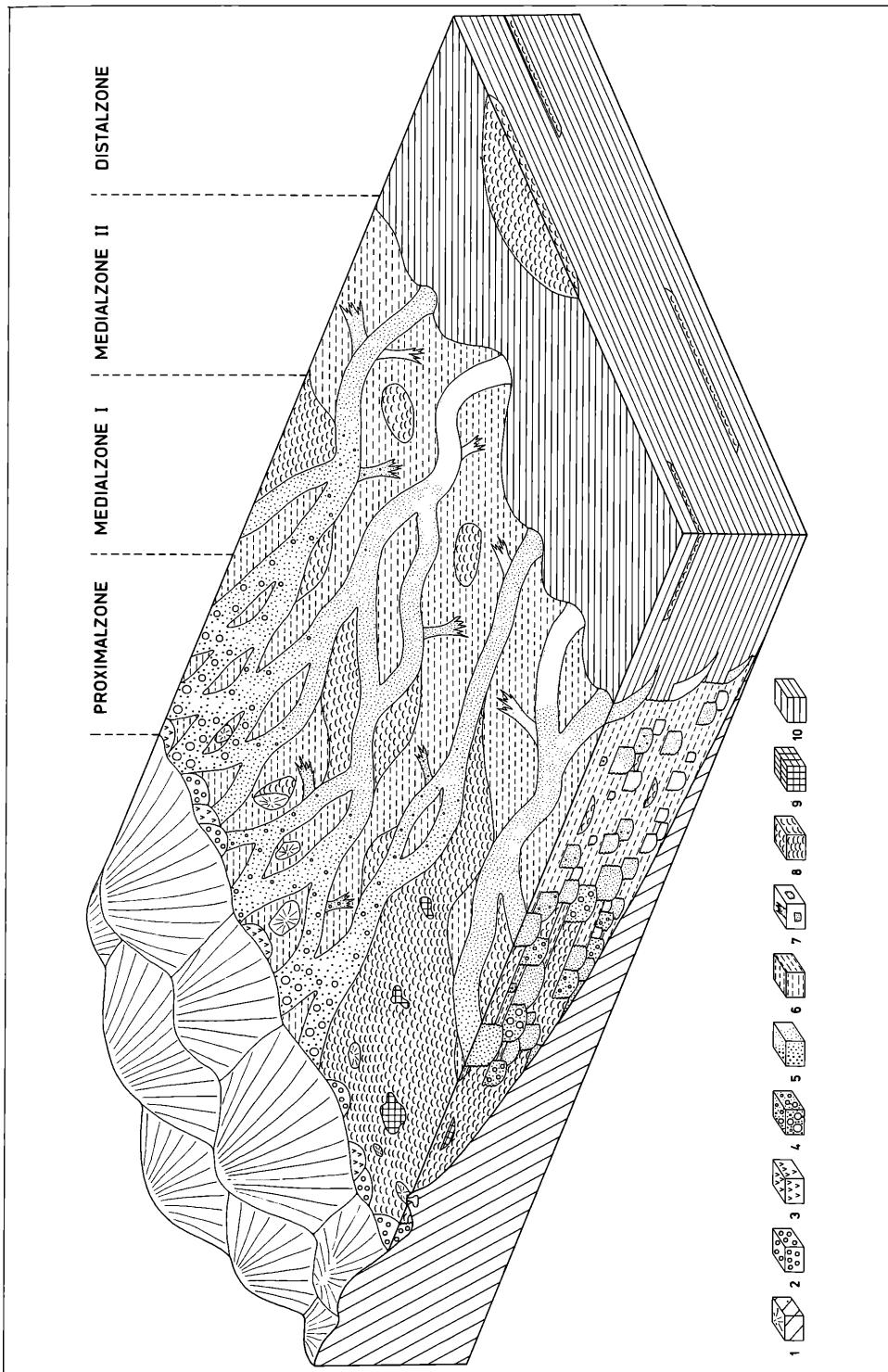
2.1.3 Gliederung (Zonierung) des Sedimentationsraumes

Die vertikale Evolution des fluviatilen Ablagerungsmilieus zeigt sich am deutlichsten in begrenzten Teilen des Beckens durch die Übereinanderschichtung unterschiedlicher Sedimentationsbereiche. Dagegen spiegelt das horizontale Nebeneinander der unterschiedlichen Faziesgesellschaften vom Rand zum Zentrum des Beckens innerhalb einer Formation eine horizontale (longitudinale und laterale) Zonierung des alluvialen Environments wider (s. Abb. 40) (eingehende Diskussion in MADER 1984a). Die Gliederung des Ablagerungsraumes in Sedimentationszonen wird durch die nachlassende Transportkraft der Flüsse mit zunehmender Ent-

fernung vom Beckenrand und das Verflachen des Gefälles in der Alluvialebene ausgelöst. Im Idealfall zeigt sich folgende Zonierung: Am Beckenrand findet man stark verflochtene Flussysteme mit engständigen, schwach gebogenen Stromkanälen und schmalen, dazwischen liegenden Überschwemmungsbereichen. Durch Zunahme von Abstand und Krümmung der Rinnen sowie durch die Verbreiterung der Überflutungsebenen wird eine Übergangsphase mit mäßig vernetzten bis zu schwach verzweigten Strömen und mäandrierenden Flüssen erreicht. Dieses entwickelt sich distal entweder über ein deltaisches und/oder tidales Environment oder unmittelbar zu einem lakustrischen Playa-Milieu oder flachmarinen Bildungsbedingungen. Dabei prägt die laterale Verschiebung und vertikale Aufeinanderstapelung der progressiven Fazieszonen vielfach die Evolution des fluviatilen Stils in der regionalen Schichtfolge.

Die seitliche Zonierung des Ablagerungsmilieus im Mitteleuropäischen Buntsandsteinbecken läßt sich am deutlichsten an der Verteilung der aeolischen Dünsande im höheren Teil des Mittleren Buntsandsteins ablesen (s. Abb. 40) (eingehende Darstellung in MADER 1982b, 1983c, 1984c, 1985g). Dabei kann man das Becken in vier Zonen untergliedern. In der Proximalzone wird das prätriadische Grundgebirge am Rand des Sedimentationsraumes durch eine Kette lokaler alluvialer Schwemmkegel und Muren gesäumt. Distal geht die Schwemmfächerreihe in ein Dünengebiet oder eine Alluvialebene aus proximalen stark verflochtenen Flüssen über. Die Medialzone I ist charakterisiert durch die Verzahnung von aeolischen Sandmeeren und vernetzten Stromsystemen. Das Dünengebiet wird von mäßig verflochtenen Wasserlaufaggregaten durchschnitten, oder geringmächtige aeolische Sande sammeln sich lokal in trockengefallenen Bereichen einer ausgedehnten Alluvialebene aus mäßig verzweigten Strömen an. Die Medialzone II besteht nahezu ausschließlich aus einer weiten Alluvialebene mit mäßig bis schwach vernetzten Wasserläufen und gelegentlich auch mäandrierenden Flüssen. Nur noch selten werden geringmächtige aeolische Dünsande in aufgetauchte Partien eingewehrt. Die Distalzone ist charakterisiert durch Playa-Milieu bzw. lakustrisches oder flachmarines Environment in

Abbildung 40. Horizontale (laterale und longitudinale) Zonierung des Ablagerungsmilieus im germanischen Buntsandstein mit Gliederung des Beckens in Proximalzone, Medialzone I, Medialzone II und Distalzone, dargestellt an einem Sedimentationsmodell des höheren Mittleren Buntsandsteins im Mitteleuropäischen Becken. Schematische Darstellung, kein Maßstab. Legende: 1 = Grundgebirge, 2 = alluviale Schwemmkegelabsätze, 3 = Murenablagerungen, 4 = konglomeratische fluviatile Rinnensedimente, 5 = sandige fluviatile Stromkanalabsätze, 6 = tonig-schluffige fluviatile Überflutungsebenenablagerungen, 7 = sandige fluviatile crevasse-splay-Sedimente, 8 = aeolische Dünsande, 9 = tonig-schluffige lakustrische Absätze in Interdünendepressionen, 10 = tonig-schluffige und sandige lakustrisch-marine Ablagerungen.



der zentralen Depression des Beckens. Trockenfallen von Teilen des Flachwassergebietes führt zur Anhäufung geringmächtiger aeolischer Sandlagen, welche die randfernsten Dünensande im Mitteleuropäischen Buntsandsteinbecken darstellen.

2.1.4 Regionale Unterschiede (Diversifikation) der Bildungsbedingungen

In manchen Bereichen des Sedimentationsraumes lässt sich innerhalb einer Ablagerungszone eine regional unterschiedliche Entwicklung des fluviatilen Environments nachweisen. Sie lässt sich auf folgende Faktoren zurückführen:

- unterschiedliche Einhüllung der prätriadischen Grundgebirgsmorphologie (s. Abb. 41, 42 und 43)
- unterschiedliche Ausdehnung des aeolischen Milieus, und
- räumlich und zeitlich begrenzte Sedimenteinschüttungen zusätzlich zum Hauptsedimentstrom aus dem Hauptabtragungsgebiet (s. Abb. 6).

Das beste Beispiel stellt der höhere Teil des Mittleren Buntsandsteins in der Eifel dar (s. Abb. 44), welcher die Endphase des ersten Abschnittes der Evolution der alluvialen Sedimentation repräsentiert (vgl. MADER

1982 b, 1983 c) (vgl. auch Abb. 45). Hier lässt sich petrofaziell und lithogenetisch zwischen Südeifel, Westeifel und Nordeifel differenzieren (vgl. MADER 1982 a).

In der Südeifel (Detailergebnisse in MADER 1981 b) ist das prätriadische Relief mit Ausnahme einer markanten Schwelle vollständig begraben. Die Anlieferung von reichlich feinkiesig-sandigem Detritus aus dem Abtragungsgebiet bewirkt die Ausbildung eines mäßig bis schwach verflochtenen Flussystems mit breiten bis teilweise ausgedehnten Überschwemmungsflächen zwischen den Wasserläufen. Langsame laterale Migration der Rinnen bei mäßig schneller Aggradationsrate der Stromkanäle ermöglicht oftmals die Bildung und Erhaltung vollständiger fluviatiler Kleinzyklen, welche aus teilweise mächtigen feinkörnigen Überflutungsabsätzen bestehen. Durch das teilweise Auftauchen von Rinnen und das Trockenfallen weiter Überbankgebiete wird das Ausblasen von großen Sandmengen aus den Strombänken und Uferwällen durch den Wind ermöglicht. Diese Sandmengen bilden transversale Dünens (s. Abb. 50), die sich immer mehr zu ausgedehnten Sandmeeren zusammenschließen. In einigen Teilen der Dünentfelder trennen nur schmale Korridore die aufeinanderfolgenden Transversalkämme, während in anderen Partien



Abbildung 41. Kleiner prätriadischer Inselberg, eingehüllt von fluviatilen und/oder aeolischen Sedimenten. Mittlerer Buntsandstein, Westeifel. Bildhöhe etwa 3 m. Anschnitt im Hohlweg nördlich des Hohrbüsches westlich Niederweiler (Blatt 5904 Waxweiler, r 31 000, h 44 350).



Abbildung 42. Am Rand des Ablagerungsraumes und an Schwellen der prätriadischen Morphologie innerhalb des Beckens wird das gefaltete und eingerumpfte variszische Grundgebirge diskordant von aeolischen und fluviatilen Sedimenten des Mittleren Buntsandsteins eingedeckt. Mittlerer Buntsandstein, nördliches Saarland. Bildbreite etwa 1 m. Felsen am Nordosthang des Saartales nordöstlich von St. Gangolp östlich von Dreisbach (Blatt 6505 Merzig, r 41 480, h 83 540).

der Sandmeere in ausgedehnten Interdünendepressionen wiederholt lakustrische Playa-Sedimente abgelagert werden (s. Abb. 24 und 46). Dies sind Absätze aus einem Stillwasser, die im Anschluß an episodische Starkregenfälle oder fluviatile Einschüttungen sedimentiert werden (die lakustrische Ablagerung ist eingehend in MADER 1983d dargestellt).

Rasche bis mäßige, weitgehend kontinuierliche Absenkung des Beckens in größeren Abschnitten der Schichtfolge unterstützt die Konservierung der vollständigen Sequenzen. Solche Perioden wechseln jedoch mit Phasen verlangsamter Subsidenz, in denen die Bildung eines großen Teils der feinkörnigen Überflutungsabsätze und der aeolischen Dünensande bereits primär weitgehend unterdrückt wird. Sekundär werden die wenigen, gelegentlich entstandenen Überschwemmungs-sedimente und aeolischen Sande infolge der lateralen Durchkämmung der Überbankbereiche durch die wandernden Wasserläufe wieder abgetragen (Abb. 23). Dabei wurden die Stromkanalablagerungen zu mächtigen Komplexen von Rinnensedimenten aufeinander gestapelt.

In der Westeifel (Detailergebnisse in MADER 1980a) dagegen setzt die Sedimentation – abgesehen von lokalen Schwemmkegeln und Muren an den Rändern isolierter Depressionen der prätriadischen Landoberfläche – erst im höheren Abschnitt des Mittleren Buntsandsteins ein. Das Grundgebirgsrelief wird durch aeolische und fluviatile Ablagerungen weitflächig eingehüllt (Abb. 41, 42 und 43). Eine Verringerung der Transportkraft in nördlicher Richtung durch die Eifelsenke bewirkt die Anlieferung von hauptsächlich sandigem Detritus mit nur untergeordneten Anteilen von feinkiesigem Material. Die arenitische Fraktion wird in mäßig bis schwach verflochtenen Flußsystemen mit oftmals breiten Überschwemmungsflächen abgesetzt (s. Abb. 13). Die Ausbildung mächtiger Überflutungsabsätze wird in vielen Teilen des Gebietes durch die Ausdehnung der aeolischen Sandmeere oftmals primär verhindert. In den Wasserlaufgürteln, welche die Dünensfelder in unterschiedlichem Abstand durchschneiden, kommen häufig aufeinanderfolgende Sandbanksequenzen zur Ablagerung. Ausweitung von fluviatilen Sandbarren bei Niedrigwasser in den Rinnen und laterale Erosion der Dünensfelder durch die wandernden Stromkanäle führt zu einer mehrfachen aquatischen und/oder aeolischen Umlagerung von Sanden, was zu einer besonders engen Verzahnung des fluviatilen und aeolischen Environments in der Schichtfolge führt. Dünensande hüllen lokal auch Inselberge der Sockelmorphologie ein und füllen Schloten, welche durch prätriadische Verkarstung variszischer Karbonate entstanden sind. In den flachen Senken zwischen den Dünen (Interdünendepressionen) sammeln sich im Anschluß an episodische Starkregenfälle durch Absatz der Suspensionsfracht aus flachen Playa-Seen geringmächtige tonig-schluffige lakustrische Sedimente (s. Abb. 46). Die Absenkung des Beckens erfolgt in der Westeifel meist kontinuierlich; lediglich in Teilen des

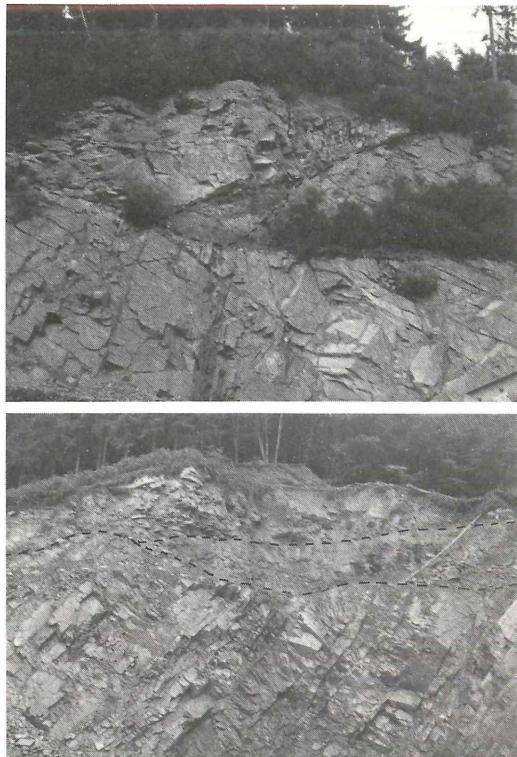


Abbildung 43. Winkeldiskordante Auflagerung von flachliegendem Mittlerem Buntsandstein auf gefaltetem und steilgestelltem Unterdevon am Rand des Sedimentationsraumes und an größeren Schwellen im Ablagerungsraum der Eifeler Nord-Süd-Zone dokumentiert die Einhüllung des eingerumpften variszischen Grundgebirgssockels in der Trias. In Depressionen der prämeratriassischen Morphologie haben sich keilförmige Reste von verwitterten permischen Lavaströmen (Melaphyr) erhalten. Mittlerer Buntsandstein, Nördliches Saarland. Oben: Steinbruch an der Salzmühle südwestlich Dreisbach (Blatt 6505 Merzig, r 40 300, h 83 000). Unten: Steinbruch am Südwesthang des Saartales südöstlich Dreisbach (Blatt 6505 Merzig, r 42 120, h 82 460).

Gebietes führt differentielle retardierte Subsidenz noch zu Aufeinanderstapelung mächtiger polygenetischer Sandbanksequenzen, die jedoch im Vergleich zum Mittleren Buntsandstein der Südeifel nur noch sehr untergeordnet auftreten.

In der Nordeifel (Detailergebnisse in MADER 1983a, 1985e) schließlich ändert sich schlagartig das Bild. Die Verteilung der Sedimente wird durch die laterale Einschüttung von reichlich grobklastischem Detritus aus dem westlich angrenzenden Hochgebiet und die abschirmende Wirkung der prätriadischen Kallmuther Grundgebirgsschwelle bestimmt. Die Vermischung der groben Gerölle und untergeordneter Anteile feinerer Fraktionen marginal-lateraler Provenienz mit dem san-

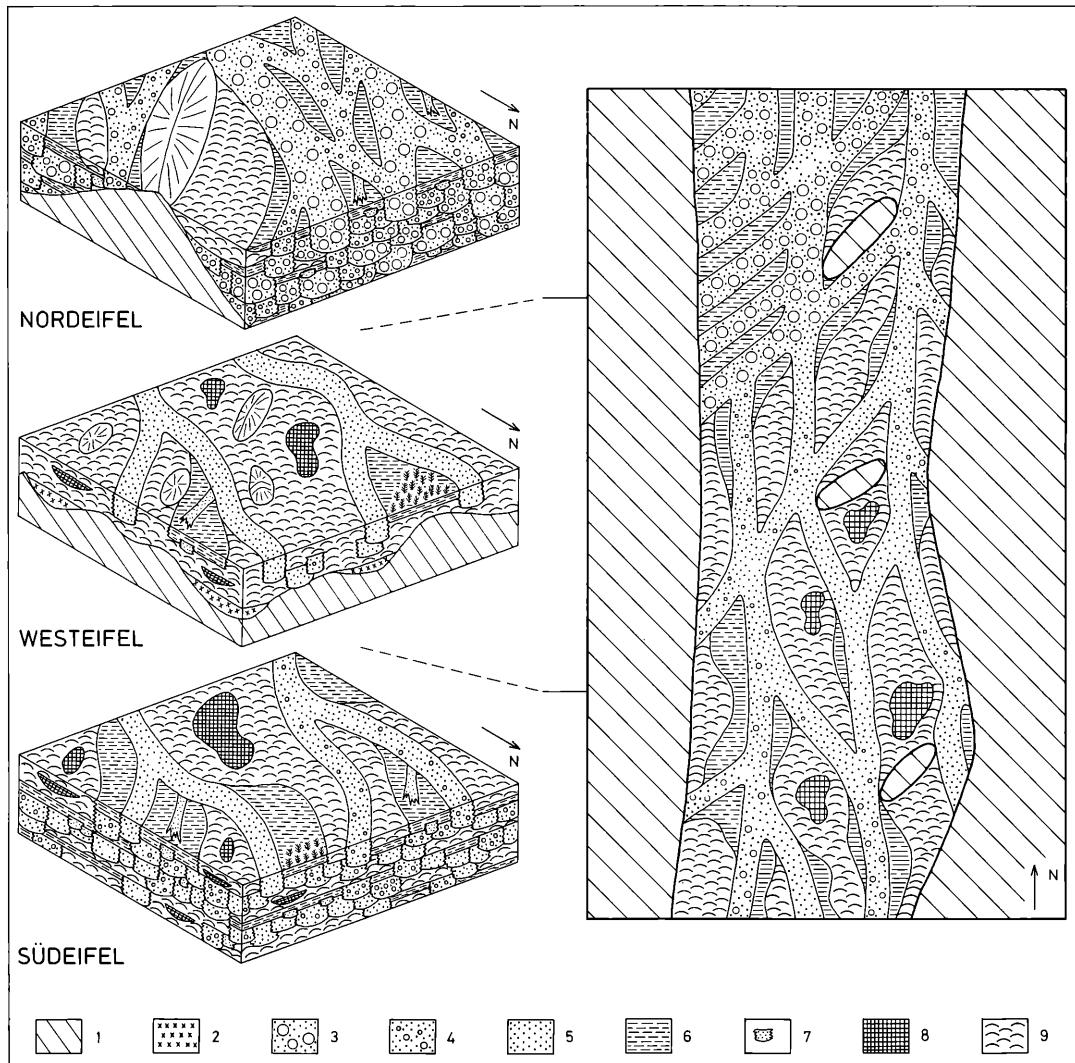


Abbildung 44. Regionale Diversifikation des Ablagerungsmilieus im Mittleren Buntsandstein der Eifel. Schematisch, kein Maßstab. Legende: 1 = devonisches Grundgebirge, 2 = älterer Buntsandstein (ungegliedert), 3 = grobklastische Rinnensedimente, 4 = feinklastische Stromkanalablagerungen, 5 = sandige Wasserlaufabsätze, 6 = tonig-schluffige Überschwemmungssedimente, 7 = sandige Uferwalddurchbruchskanalablagerungen, 8 = tonig-schluffige lakustrische Interdünenspaltenabsätze, 9 = aeolische Dünenände.

digen Detritus distal-longitudinaler Herkunft führt zur Bildung charakteristischer bimodaler grober Konglomerate (s. Abb. 47). Eine Versteilung des Gefälles im Sedimentationsraum ermöglicht die Ausbreitung der groben Geröllmassen über weite Bereiche der Nordeifel. Langsame Absenkung und hochenergetische Sedimentation in einem stark verflochtenen Flussnetz mit engständigen Rinnen und lediglich schmalen Überflutungsebenen führt vor allem im Westteil des Gebietes zur Anhäufung mächtiger Komplexe aufeinanderfolgender Stromka-

nalablagerungen. Die Bildung von Überflutungsabsätzen, Dünensanden oder sogar feinkörnigen Rinnensedimenten wird primär unterdrückt. Ostwärts schwächen sich die grobklastischen marginal-lateralen Einschlüsse zunehmend auf Kosten des steigenden Anteils des sandig-feinkiesigen Materials distal-longitudinaler Provenienz ab und bewirken den Übergang von Abfolgen polygenetischer grober Konglomerate zu Abfolgen mehrstöckiger Sand- und Kiesbankablagerungen. Dabei nimmt der Anteil der sekundär-erosiven Entfernung

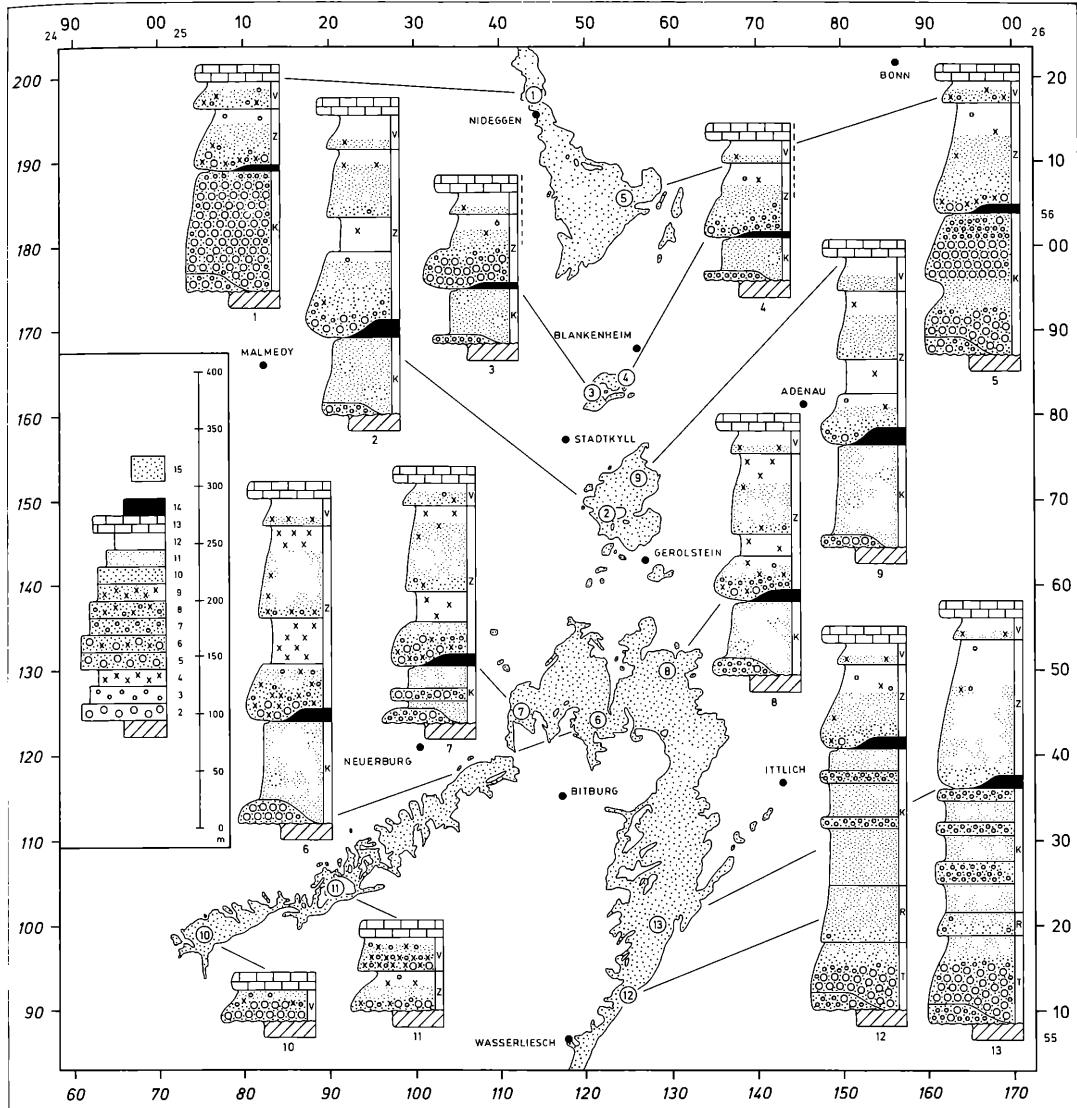


Abbildung 45. Die horizontale und vertikale Verteilung der sedimentären Fazieseinheiten und ihrer variablen Merkmale innerhalb des Ablagerungsraumes.

Legende: 1 = devonisches Grundgebirge, 2 = grobe extraklastische Gerölle, 3 = feine extraklastische Gerölle, 4 = intraformationelle Karbonatbruchstücke (Bröckel), 5 = Konglomerate mit groben extraklastischen Gerölle in feinkiesiger bis grobsandiger Matrix, 6 = geröllführende Bröckelbänke mit groben extraklastischen Gerölle und intraformationellen Karbonatbruchstücken in feinkiesiger bis grobsandiger Matrix, 7 = Konglomerate mit feinen extraklastischen Gerölle und intraformationellen Karbonatbruchstücken in grob- bis mittelsandiger Matrix, 8 = geröllführende Bröckelbänke mit feinen extraklastischen Gerölle und intraformationellen Karbonatbruchstücken in grob- bis mittelsandiger Matrix, 9 = geröllfreie Bröckelbänke mit grob-, mittel- oder feinsandiger Matrix, 10 = Grobsand, 11 = Mittelsand, 12 = Feinsand, 13 = Karbonat (Unterer Muschelkalk), 14 = Violette Grenzzone (schematisch), 15 = Verbreitung des Buntsandsteins in der Karte. Zahlen oben und rechts = Gauß-Krüger-Koordinaten des deutschen Netzes, Zahlen unten und links = Gauß-Luxemburg-Koordinaten des luxemburgischen Netzes.

der feinkörnigen Sedimente und Dünensande gegenüber der primären Verhinderung ihrer Bildung zu. Aeolische Sande in größerer Verbreitung können sich ledig-

lich im Schutz der prätriadischen Kallmuther Grundgebirgsschwelle am Leehang des abschirmenden variszischen Rückens in einem kleinen Dünensfeld ansam-

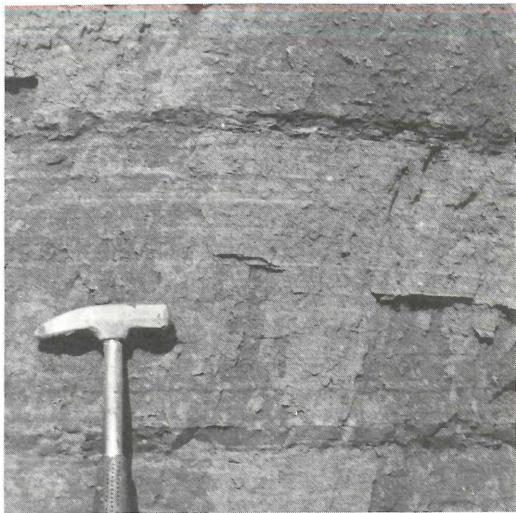


Abbildung 46. Dünne Bänder tonig-schluffiger Sedimente in horizontallaminierten aeolischen Interdünens-Sandschichten dokumentieren den Absatz von Suspensionsfracht in flachen Seen zwischen den Dünenkämmen im Anschluß an starke episodische Regenfälle. Nach Austrocknung der stehenden Gewässer werden die feinkörnigen Sedimente von Windrippelfeldern und/oder Haftstrukturdecken eingehüllt. Mittlerer Buntsandstein, Westeifel. Breite des Hammerkopfes 15 cm. Felsen am Südwesthang des Wöllersberges nordwestlich Lissingen (Blatt 5705 Gerolstein, r 44 100, h 65 470).



Abbildung 47. Grobklastische bimodale fluviatile Konglomerate. Mittlerer Buntsandstein, Nordeifel. Breite des Hammerkopfes 19 cm. Steinbruch am Nordwesthang des Kallmuther Berges östlich Kalenberg (Blatt 5405 Mechernich, r 43 360, h 03 500).

meln. Zunehmende Einhüllung des variszischen Sokkels im Lauf der Ablagerung führt jedoch zur progressiven Annäherung der fluviatilen Rinnensysteme an das geschützte Sandmeer, und mit dem Wegfall der schützenden Ablenkung der Wasserlaufgürtel wird das Dünenfeld zunehmend von alluvialen Stromkanälen durchschnitten und schließlich zerstört. Mächtigere feinkörnige Überflutungsabsätze sind im Mittleren Buntsandstein der Nordeifel infolge weitflächig primärer Unterdrückung und vielfach erheblicher und wirksamer sekundär-erosiver Entfernung nur lokal und in Teilen der

Schichtserie entwickelt. Sie verdanken ihre Entstehung und Erhaltung oftmals Paroxysmen langsamerer Absenkung und schwächerer Erosion in Teilen des alluvialen Sedimentationsgebietes.

2.1.5 Erweiterung des Ablagerungsraumes

Vertikale Evolution, laterale Zonierung und regionale Unterschiede sind als Folge von vorwiegend longitudinal-axialen Veränderungen von Sedimentfracht und Gefälle im Becken, teilweise verknüpft mit Interferenzen mit der prätriadischen Morphologie und der Erstreckung der aeolischen Sandmeere zu sehen. Sie werden in Randbereichen des Ablagerungsraumes durch die zunehmende seitliche Erweiterung des Beckens im Lauf der Zeit modifiziert und akzentuiert. Die Hauptauswirkungen des lateralen Übergreifens zunehmend jüngerer Einheiten auf das eingerumpfte Grundgebirge sind dabei die Entwicklung von grobklastischen Marginalsäumen und Randkeilen lateraler Provenienz. Ebenso läßt sich das Aufsteigen von unterschiedlichen Faziesassoziationen in jüngere Schichtglieder jenseits des Auskeilens älterer Formationsabschnitte beobachten. Ein Modellfall der lateralem Erweiterung des Ablagerungsraumes im Lauf der Sedimentation ist die Entwicklung des Westrandes der Eifeler Nord-Süd-Zone in Luxemburg (s. Abb. 48) (eingehende Darstellung in MADER 1984d). Im höheren Teil des Mittleren Buntsandsteins (s. Abb. 48.1) herrscht im gesamten Gebiet der Eifel senke eine lateral einheitliche Sedimentation in axialer Fazies. Eine Ausnahme bilden die in Abschnitt 2.1.4 beschriebenen longitudinalen regionalen Differenzierungen. Dabei lassen sich keine prinzipiellen Unterschiede in der lithogenetischen Entwicklung zwischen dem Zentrum und dem Randsaum des Ablagerungsraumes erkennen. Mit dem Übergreifen der Zwischenschichten auf den Grundgebirgssockel westlich des Auskeilens des Mittleren Buntsandsteins entwickelt sich dann in Kombination von Basaleffekt (Auflagerung auf das prätriadische Relief) und Randphänomen (Bildung im Marginalbereich des Beckens) eine charakteristische laterale Dreigliederung des Randgürtels in Marginalzone, Medialezone und Axialzone. Dabei nehmen zum Zentrum des langgestreckten Depressionsbeckens Anzahl und Größe der extraklastischen Gerölle sowie (in Zwischenschichten und Muschelkalkstein) Anteile der intraformationellen Karbonatfragmente kontinuierlich ab. Die Medialezone ist häufig ein etwas verschwommener Übergangsbereich zwischen den gut differenzierten Abschnitten der Marginalzone und Axialzone. In den Zwischenschichten wird die Marginalzone durch oftmals episodische Sedimentation in einem hauptsächlich ephemeralen Flussystem charakterisiert (s. Abb. 48.2) (Detailergebnisse in MADER 1984a). Diese Ausbildung der Marginalzone ist bedingt durch kürzere Flutphasen in den weitständigen Rinnen, häufige Hochwässer mit einer geringen Reichweite der Überschwemmungen, sowie durch einen raschen Rückzug der Fluten aus den Überbankbereichen. Die kurzfristige

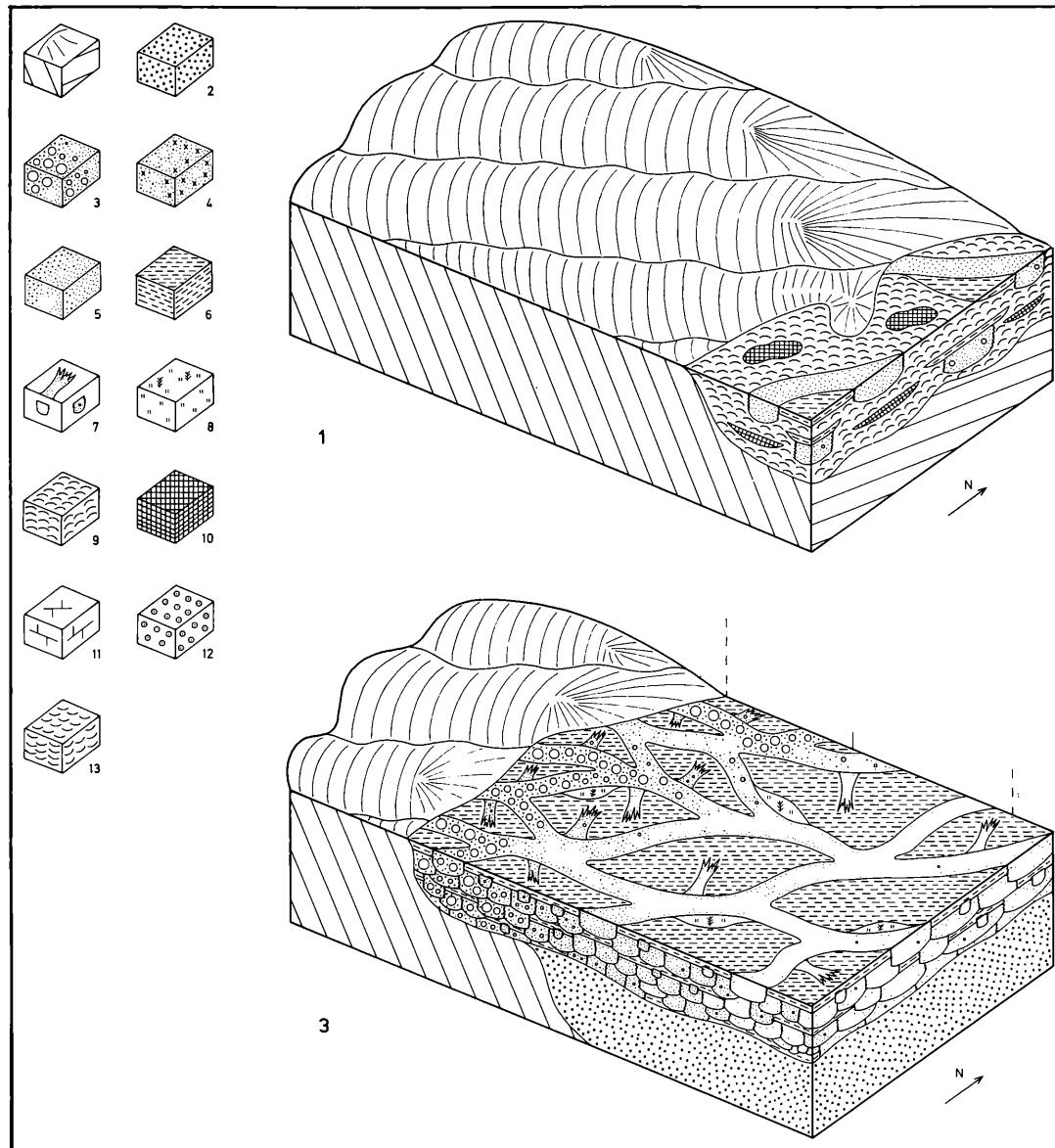
Sedimentation in den Rinnen und Überbankbereichen im Wechsel mit längeren Unterbrechungen der Aggradation der Alluvialebene ermöglicht die großflächige und verbreitete Pedogenese. Diese Bodenbildungen sind in ausgedehnten trockengefallenen Bereichen der Überschwemmungsflächen und in weiten Partien der aufgetauchten Stromkanalböden zu finden. Längere Dauer der Pedogenese führt zu der Entwicklung von Bodenprofilen häufig fortgeschrittener Maturität (Reife) und zur Ausbildung zahlreicher konkretionärer und krusenartiger Karbonate. Mit wiederkehrender Flut werden die pedogenen Karbonatpräzipitationen (Karbonatausfällungen) teilweise aufgearbeitet und am Boden der Stromkanäle zu einer Vielzahl von Bröckelbänken umgelagert (vgl. MADER 1980b). Langsame laterale Migration der Rinnen bewirkt nur allmäßliche Durchkämmung der Alluvialebene durch die wandernden Stromkanäle und ermöglicht in größeren Bereichen der Überbankflächen die Aufeinanderstapelung mehrerer sukzessiver Paläoböden zu mehrstöckigen Komplexen infolge wiederholter pedogener Überprägung geringmächtiger alluvialer Einschüttungen.

Die Axialzone dagegen wird durch längere Flutperioden in den eingerändigen Stromkanälen, häufigere Hochwässer mit größerer Reichweite der Überschwemmungen bei langsamerem Rückzug der Fluten aus den Überbankgebieten und somit durch eine weitgehend kontinuierliche Sedimentation in einem großteils perennialem Flusssystem charakterisiert (s. Abb. 48.2). Die längeren Ablagerungsperioden in den Rinnen und Überbankbereichen im Wechsel mit kürzeren Unterbrechungen der Aggradation der Alluvialebene erlauben lediglich eine räumlich untergeordnete und zeitlich eingeschränkte Pedogenese. Die Pedogenese ist dabei auf schmale bis mäßig breite aufgetauchte Partien der Überflutungsebenen und lokale Bereiche trockengefallener Wasserläufe beschränkt. Die kürzere Dauer der Bodenbildung führt häufig nur zur Entwicklung von Pedohorizonten initialer bis medialer Maturität mit untergeordneter Entstehung konkretionärer Karbonate. Im Zuge der rasch wiedereinsetzenden Fluten werden ein großer Teil der mäßig reifen Paläoböden abgetragen und die fragmentierten pedogenen Karbonate zu einer geringeren Anzahl von Bröckelbänken umgelagert. Die schnellere seitliche Verschiebung der Stromkanäle ermöglicht häufig ein effektiveres Durchkämmen der Alluvialebene durch die migrerenden Wasserläufe, was zur Folge hat, daß nur noch gelegentlich polygenetische Bodenkomplexe gebildet werden. In den meisten Fällen werden in dieser Schichtfolge die einstöckigen Pedohorizonte durch mächtige Alluvialsedimente getrennt.

Im Voltziensandstein (Detailergebnisse in MADER 1984d) kommt es zu einer Intensivierung des Basaleffekts und des Randphänomens aufgrund der fortschreitenden lateralen Ausweitung des Ablagerungsraumes, was eine erhebliche Zunahme der Anlieferung von grobklastischem Sedimentmaterial zur Folge hat. Dies führt letztlich zu einer Umkehrung der lateralen Zonie-

zung (s. Abb. 48.3). In der Marginalzone werden in einem stark verflochtenen Flusssystem mit engständigen Wasserläufen und rascher Verschiebung der Stromkanäle mächtige Komplexe grobklastischer Kies- und Sandbankablagerungen angehäuft. Die Bildung von feinkörnigen Überflutungsabsätzen und Paläoböden wird vor allem im tieferen Teil der Abfolge weitgehend bis völlig primär durch die hochenergetische alluviale Dynamik unterdrückt. Sekundär werden die wenigen feinkörnigen Sedimente und unreifen Paläoböden meist vollständig wieder abgetragen. Erst im höheren Teil des Voltziensandsteins lassen in der Marginalzone Anlieferung von grobklastischem Detritus und Abflußraten in den Rinnen nach. Es vollzieht sich als Konsequenz dieser Veränderungen eine Evolution des fluviatilen Stils. Diese Evolution bleibt jedoch aufgrund des fortwährenden randlichen Einflusses der Einschüttung von reichlich Sedimentmaterial und wegen der hohen Abflußraten auf die initialen Stadien der Entwicklung beschränkt. In Richtung auf die Axialzone dagegen setzt die Verfrachtung der groben Gerölle als Folge einer raschen Verflachung des Gefälles schnell aus. In einem mäßig bis schwach verflochtenen, teilweise vermutlich auch mäandrierendem Flusssystem, werden feinkörnige sandige und tonig-schluffige Sedimente am Rand des vorrückenden Muschelkalkmeeres abgesetzt. Anhaltende großflächige Überflutungen der ausgedehnten Überbankgebiete und langsamer Abfluß der Hochwässer aus den Überschwemmungsflächen führen jedoch auch in der Axialzone zu einer weitgehenden bis völligen primären Unterdrückung der Pedogenese.

Im Unteren Muschelkalk greift der Ablagerungsraum erneut weiter nach Westen auf den eingerumpften Grundgebirgssockel über (s. Abb. 48.4) (Muschelsandstein: eingehende Darstellung in MADER 1984d, 1985f). Die zunehmende Abtragung des prätriadischen Reliefs und die erlahmende bis abgeklungene tektonische Aktivität bewirken ein Nachlassen der marginalen Einschüttungen von grobklastischem Material. Dies führt westlich der Linie des Ausstreichens des tieferen Teils des Oberen Buntsandsteins zu einer, im Vergleich zu den Zwischenschichten, rückläufigen Entwicklung. Die Wiederholung der Sedimentationszonen wird jedoch von dem aus der Axialzone vorrückenden Muschelkalkmeer beeinflußt, welches die alluvialen Ablagerungsbereiche in einem schmalen Saum am Rand des marinen Milieus zusammenschiebt. Bei diesem Telescoping (Zusammenlaufen) der Faziesräume kondensieren die breite Marginalzone und die ausgedehnte Axialzone der Zwischenschichten zu einem engen Gürtel, der Marginalzone des Muschelsandsteins. Diese läßt sich in einen proximalen und einen distalen Abschnitt untergliedern. Die sedimentologische Entwicklung der beiden fluviatilen Ablagerungsbereiche des Muschelsandsteins entspricht der lithogenetischen Zusammensetzung von Marginalzone und Axialzone in den Zwischenschichten. Dadurch wird am Westrand der Verbreitung des Oberen Buntsandsteins ein Aufsteigen der alluvialen Faziesas-



soziation mit Bröckelbänken und Paläoböden in den Muschelsandstein unterstrichen. In der Medialzone des Unteren Muschelkalkes wird der fluviatil angelieferte Sand im marinen Flachwasser im Strandbereich und Litoralsaum umgelagert, und in der Axialzone entstehen darüber hinaus oolithische und biosparitische Karbonate in räumlichem und zeitlichem Wechsel mit immer feineren sandigen Sedimenten. Die schmale Alluvialebene mit Bodenbildung im Randsaum des Meeres – als fluviatiler Gürtel zwischen Abtragungsgebiet und mari-

nem Milieu – wird mit fortschreitender Transgression zunehmend überflutet, ehe schließlich im höheren Muschelkalk in weiten Teilen des Randbereiches die kontinentale Sedimentation völlig von der marinen Ablagerung abgelöst wird.

2.2 Aeolische Sedimente

Aeolische Sedimente (s. Abb. 49, 50 und 51) treten vor allem im höheren Teil des Mittleren Buntsandsteins in vielen randlichen Bereichen des Germanischen Bek-

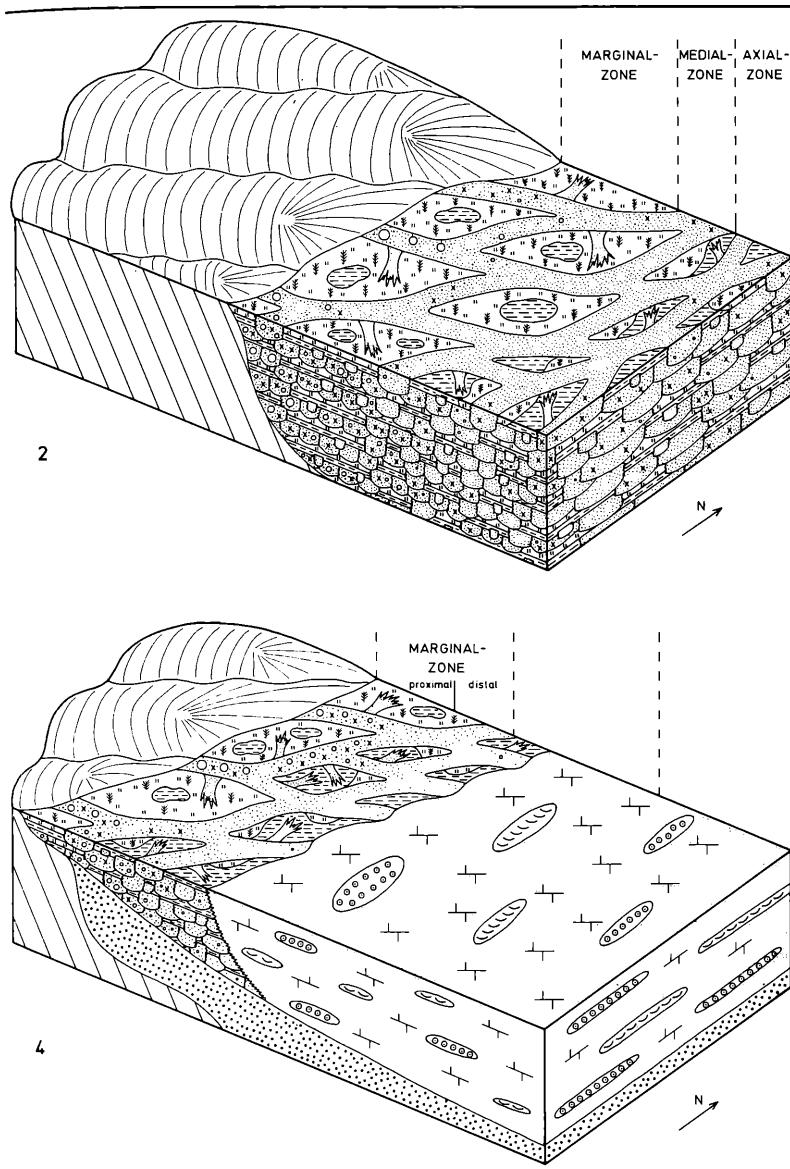


Abbildung 48. Laterale Erweiterung des Ablagerungsräumes im Lauf der Evolution der fluviatilen Sedimentation im Buntsandstein am Westrand der Eifel (Deutschland und Luxemburg). Schematische Blockbilder, kein Maßstab.
 Legende: 1 = Devonisches Grundgebirge, 2 = ältere Buntsandsteinsedimente (ungegliedert), 3 = extraklastisch-kiesige Rinnenablage rungen, 4 = Bröckelbänke, 5 = sandige Wasserlaufablage rungen, 6 = tonig-schluffige Überflutungsabsätze, 7 = sandige und kiesige Uferwall-durchbruchsrinnensedimente, 8 = Bodenbildung und Pflanzenwuchs, 9 = aeolische Dünensande, 10 = tonig-schluffige lakustrische Interdünensande, 11 = marine Sande und Mergel, 12 = Oosparite, 13 = Biosparite.

kens auf (s. Abb. 1) (eingehende Darstellung in MADER 1982b, 1983c, 1984c). Die Dünensande sind vor allem in einem ausgedehnten Sandmeer verbreitet, welches sich über die ganze Eifeler Nord-Süd-Zone in der schmalen langgestreckten Depressionszone zwischen der Ardennisch-Gallischen Schwelle im Westen und der Rheinischen Masse im Osten erstreckt und nach Süden vermutlich mit dem weiten Dünengürtel in Pfalz und Saarland in Verbindung steht. Kleinere aeolische Sandaufwehungen finden sich am Ostrand der Rheinischen

Masse im Marburger Raum sowie in der Hessischen Senke. Ein marginales Sandmeer kommt auch im Heiligenkreuzgebirge/Polen vor. Geringmächtige Einschaltungen aeolischer Sande in fluviatile und lakustrische Sedimente treten in Helgoland und in Jütland/Dänemark auf.

2.2.1 Aufbau der Sequenzen

In den größeren Dünengürteln bestehen die aeolischen Sandserien meist aus mittel- bis großdimensional

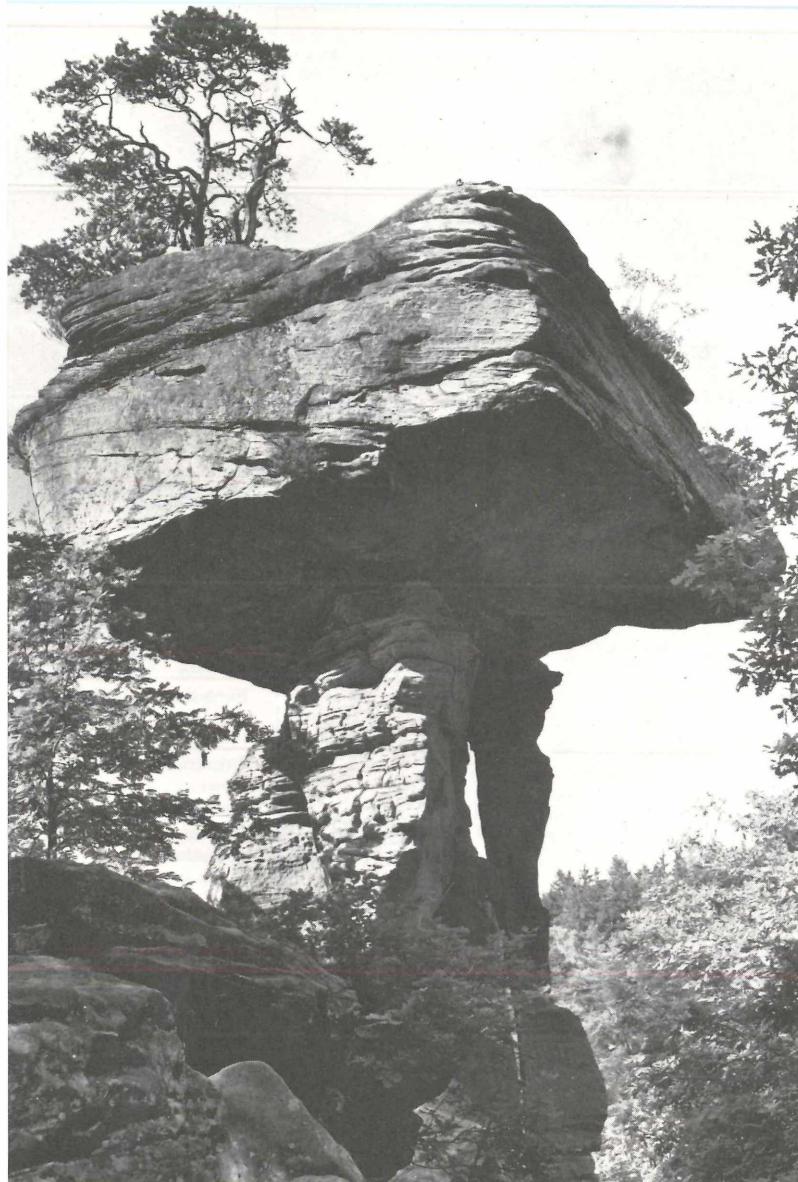


Abbildung 49. Markante freistehende Felsmonumente bestehen vorwiegend aus fluviatilen und aeolischen Sedimenten. Die stark zementierten fluviatilen Sandsteine stechen als herausragende Platten hervor, während die schwächer verfestigten aeolischen Sandsteine als Pfeiler zurückwintern. Mittlerer Buntsandstein, Pfalz. Bildhöhe etwa 8 m. Felsen Teufelstisch bei Hinterweidenthal (Blatt 6812 Dahn, r 08 620, h 51 630).

schräggeschichteten sowie horizontallaminierten Sanden, welche häufig eine charakteristische millimeterfeine Gradierung in den Schichten mit teilweise inverser Zonierung aufweisen. Die Sande entstehen durch windabwärtige Migration von hauptsächlich geraden Transversalkammdünen (Querdünen), untergeordnet auch gekrümmten Barchanddünen, unter einseitig gerichteten nordwärts wehenden Passatwinden im Sommer. Der Vorbau der Dünen erfolgt häufig durch Kornfall mit geringeren Anteilen von Kornfluß, untergeordnet auch

durch subkritisch ansteigende Migration von Windrippefeldern (s. Abb. 51). Die aufeinanderfolgenden Dünenkörper werden oftmals infolge windabwärtigen Ansteigens des Zwischendünenbodens, weniger aufgrund periodischer Deflation bis zum Grundwasserspiegel, zu Sukzessionen polygenetischer aeolischer Sandkörper übereinandergestapelt. Entsprechend dem Sandangebot und der Windenergie werden die engständigen Dünenketten entweder lediglich von schmalen Korridoren getrennt, in denen sich geringmächtige aeolische Sand-



Abbildung 50. Einschaltungen isolierter schräggeschichteter aeolischer Sande in horizontallaminierte Interdünen-Playa-Sandschichten mit Überlagerung der aeolischen Sande durch fluviatile Konglomerate. Mittlerer Buntsandstein, Westeifel. Bildhöhe etwa 6 m. Felsen am Osthang des Enztales südlich Sinspelt (Blatt 6003 Mettendorf, r 23 500, h 36 600).



Abbildung 51. Herausragende Erkennungsmerkmale aeolischer Dünensande sind (allerdings nur selten derart typisch ausgebildet) nach unten ausspitzende Kornfluß-Sandzungen, welche von dünnen Kornfall-Laminae getrennt werden. An der Basis der Schräggutschichtungskörper geht diese Wechsellegerung in flachwinklig einfallende subkritisch ansteigende translatente Windrippe-Laminae über. Mittlerer Buntsandstein, Nördliches Saarland. Bildbreite etwa 30 cm. Sandgrube am Osthang des Seffersbachtales südlich Brotdorf nordöstlich Merzig (Blatt 6506 Reimsbach, r 49 000, h 80 380).

schichten auf trockenem Interdünenboden absetzen, oder zwischen die weitständigen Dünenkämme schieben sich breite bis ausgedehnte Interdünenendepressionen ein. In diesen entstehen bei wechselnd trockenen, feuchten und nassen Oberflächenverhältnissen differenzierte lakustrische Playa-Sedimente und aeolische Sandschichten (s. Abb. 24 und 52). In Abhängigkeit von Abstand und Migrationsgeschwindigkeit der Dünen werden die sukzessiven schräggeschichteten Kämme in der Schichtfolge entweder von dünnen oder mächtigen Interdünenensedimenten getrennt (s. Abb. 24), oder die Playa-Räume zwischen den Dünenketten sind lediglich durch großdimensionale Erosionsflächen repräsentiert (vgl. MADER 1983d).

In den Interdünenendepressionen lässt sich in manchen Sequenzen eine Zunahme der Feuchtigkeit im Laufe der Aggradationsgeschwindigkeit der Playa erkennen (eingehende Darstellung in MADER 1983d). Die ideale Abfolge beginnt mit der Migration kleiner transversaler Dünen oder der sub-

kritisch ansteigenden Wanderung von Windrippelfeldern über den trockenen, weitgehend relieflosen ebenen Interdünenboden (s. Abb. 51). Eine Zunahme der Feuchtigkeit durch einen ansteigenden Grundwasserspiegel, episodische Regenfälle oder fluviatile Inkursionen bewirkt den Übergang zu feuchter Oberfläche, auf der der eingeblasene aeolische Sand in Form von Haftwarzen und Adhäsionsrippeln festgehalten wird. Weitere Überflutung der Interdünen-Playa führt dann zu zunehmend aquatischer Umlagerung des eingeweichten aeolischen Sandes in flachsten Wasserfilmen und seichten Schleieren von stehendem oder ruhig fließendem Wasser. Abnehmende Sandanlieferungen bei einer vollständigen Ausblasung des Residualsandes vom Fuß der Dünenkörper, sowie ein weiter ansteigender

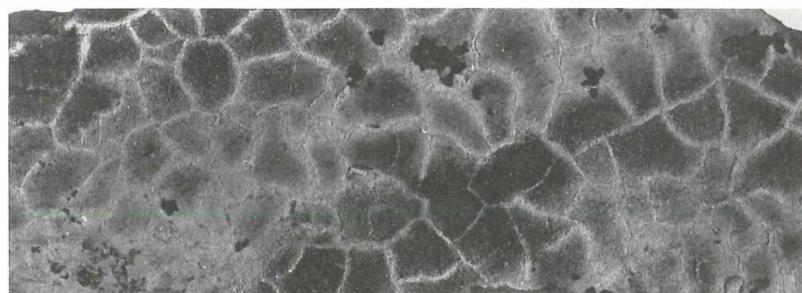


Abbildung 52. Kleindimensionale polygonale Trockenrisse in dünnen Tonhäuten auf Rippelfeldern in sandigen Interdünen-Playa-Absätzen. Mittlerer Buntsandstein, Heiligkreuzgebirge. Bildbreite etwa 14 cm. Steinbruch nahe Sosnowica nördlich Kielce/Polen.

Wasserspiegel im Interdünen-Playa-See führt dann zu einem Absatz von tonig-schluffigen Sedimenten (s. Abb. 24 und 46). Dies stellt die finale Phase der Aggradationsphase der nassen Interdünen dar.

Der aeolisch aufgewehte Sand wird vielfach aus aufgetauchten Bereichen alluvialer Stromkanäle, Ufersäumen und proximalen Überflutungsebenen ausgeblasen. Die in den Rinnensedimenten und Uferwallablagerungen enthaltenen kieskorngroßen Komponenten werden dabei häufig zu Deflationskonzentraten am Dach der degradierten (gekappten) Sand- und Kiesbänke angereichert und teilweise zu Windkantern facettiert. Kleinere Gerölle und größere Sandkörner werden auch ausgeblasen und über den Leehang der wandernden Dünen windabwärts verfrachtet. Bei der Migration der aeolischen Sandkörper sammeln sich die größeren Komponenten als Rückstandsschleier am Fuß der Dünen zu Geröllschnüren und Kaviarsandlagen. Daneben belegen Konzentrationen größerer, teilweise windgeschliffener Gerölle an manchen basalen Erosionsflächen von Dünenkörpern die Deflation eines Sand- und Kiesbankfeldes in der Alluvialebene mit einer nachfolgenden Einhüllung durch wandernde Dünengürtel.

2.2.2 Erstreckung der Dünenfelder und Verzahnung mit Flussystemen

Hinsichtlich der flächenmäßigen Erstreckung und zeitlichen Stabilität der Dünenfelder sowie in der Intensität ihrer Verzahnung mit verflochtenen Flussnetzen oder Interdünen-Playa-Seen lassen sich drei Fälle unterscheiden: ausgedehnte größere Sandmeere, begrenzte kleinere Dünengürtel und lokale kleine Dünenansammlungen. Sedimentationsmodelle dazu sind in Abb. 44 illustriert (vgl. auch MADER 1982b, 1983c, 1984c).

Ausgedehnte größere Sandmeere werden lediglich von schwach verflochtenen Stromsystemen mit weitständigen Rinnen und langsamer seitlicher Verlagerung der Wasserläufe durchschnitten. Die Dünenkämme werden oftmals nur durch schmale Interdünenkorridore voneinander getrennt. Episodische Starkregenfälle und zeitweilige randliche fluviatile Einschüttungen bewirken gelegentlich die aquatische Umlagerung von aeolischem Sand in den engen Interdünen-Playas. Seltener erfolgt die Sedimentation von geringmächtigen tonig-schluffigen Sedimenten in den kleinen Playa-Seen. Die fluviatilen Ablagerungen bleiben in der Horizontalen auf einzelne Alluvialgürtel und in der Vertikalen auf bestimmte Abschnitte der Schichtfolge beschränkt. Durch anhaltende Migration von aufeinanderfolgenden Dünenkämmen und bei einem reichlichen Sandangebot werden mächtige Folgen von aeolischen Dünenanden mit nur untergeordneten Anteilen von lakustrischen (Interdünensedimenten) und fluviatilen Ablagerungen angehäuft. Eine Modifizierung der aeolischen Sandkörper durch wechselnde Winde ist nur in Teilen mancher Sandmeere von untergeordneter Bedeutung (vgl. MADER & YARDLEY 1985).

Begrenzte kleinere Dünengürtel werden von mittel- bis

engständigen Rinnen schwach bis mäßig vernetzter Stromsysteme mit breiten bis ausgedehnten Überflutungsbereichen durchsetzt. Die Wasserläufe verschieben sich in mäßigem Tempo in seitlicher Richtung und lagern dabei häufig durch laterale Erosion der Dünenfelder (s. Abb. 31 und 32) erhebliche Mengen an aeolischem Sand aquatisch um. In umgekehrter Weise werden bei einem verbreiteten Auftauchen der fluviatilen Sand- und Kiesbänke während der häufigen Niedrigwasserstadien aus den Rinnen Barrensande ausgeblasen und in den benachbarten Überbankbereichen zu Dünen aufgeweht (s. Abb. 50). Die Deflation (flächenhafte Abtragung) von fluviatilen Kiesbänken führt zur Anreicherung der Gerölle in Rückstandsdecken. Die abschleifende Wirkung des Windes erzeugt dabei häufig Dreikanter-Facetten an den kieskorngroßen Komponenten. Die aeolischen Dünenkämme haben oftmals größeren Abstand voneinander und schließen breite bis ausgedehnte Interdünendepressionen ein, in denen sich flache Playa-Seen wechselnder Erstreckung bilden können. Bei wechselnden trockenen, feuchten oder nassen Oberflächenverhältnissen setzen sich vielgestaltige lakustrische Sedimente ab. Der Aufbau der Schichtfolge ist oftmals durch eine intensive laterale und vertikale Verzahnung von aeolischen und fluviatilen Ablagerungen gekennzeichnet. Die relativen Anteile in der Schichtfolge werden von zahlreichen und oftmals lediglich lokal wirksamen Einflüssen geprägt.

Lokale kleine Dünenansammlungen sind oftmals auf trockengefallene Bereiche von alluvialen Überflutungsebenen und Playa-Seen beschränkt (s. Abb. 50). Inmäßig bis stark verflochtenen Flussystemen werden die Überbankgebiete zunehmend häufiger großflächig überschwemmt, und der verlangsame Rückzug der Überflutungen führt nur noch lokal zum Auftauchen und Trockenfallen. Länger anhaltende Hochwässer in den Rinnengeflechten ermöglichen nur noch gelegentlich in kurzeitigen Niedrigwasserstadien die Ausblasung von Sand aus aufgetauchten Strombänken und die Einwehung in trockengefallene Bereiche der angrenzenden Überschwemmungsebene. Häufig wird sogar durch die hochenergetische fluviatile Dynamik die Bildung von aeolischen Sanden bereits primär weitgehend bis völlig unterdrückt, und die wenigen gelegentlich gebildeten Dünenanden werden vielfach sekundär-erosiv wieder aus dem Schichtverband entfernt. In manchen Gebieten erfolgt die Entstehung und Konservierung von aeolischen Sanden lediglich im Schutz von prätriadischen Grundgebirgsschwellen, welche die alluvialen Wasserläufe ablenken und für die Dauer ihrer abschirmenden Wirkung die Zerstörung der Dünen durch das Flussystem verhindern. In ausgedehnten flachen Playa-Seen bilden sich bei episodischem Trockenfallen großflächiger Bereiche ausgedehnte dünne aeolische Sandschleier, welche bei nachfolgender erneuter und lang anhaltender Überflutung der Playa-Seen von mächtigen lakustrischen Sedimenten eingehüllt werden.

2.3 Paläoböden

Neben den fluviatilen Sedimenten und den aeolischen Dünensanden stellen die Paläoböden die lithogenetisch aussagekräftigsten Gesteinseinheiten des germanischen Buntsandsteins dar. Die Paläoböden kommen hauptsächlich im Oberen Buntsandstein vor, finden sich daneben jedoch in untergeordneten Anteilen auch im Mittleren und sogar im Unterem Buntsandstein (vgl. ORTLAM 1974, 1980; MADER 1984 a, 1985 g). Die typischen Kalkkrustenböden (calcrete palaeosols) treten außer im Buntsandstein in wechselnden Anteilen in den kontinentalen Rotsedimentabfolgen des Rotliegenden, Karbon und Devon von Mitteleuropa gelegentlich bis verbreitet auf und finden sich weltweit in einer Fülle von Rotschichtenkomplexen in großen Teilen der Erdgeschichte.

2.3.1 Aufbau und Entstehung

Herausragendstes Merkmal der Paläoböden des Buntsandsteins ist ihre charakteristische blauviolette Farbe (Violette Horizonte, ORTLAM 1967, 1974), welche durch pedogene Konversion (Umwandlung) aus ursprünglich roten bis braunen Farben durch syngenetisch-eodiagenetisches Wachstum von Hämatitkristallen im Porenraum und deren Aggregation zu Kristallgruppen hervorgerufen wurde. Die Entstehung und Verbreitung der primären und sekundären Eisenoxide im Buntsandstein sind eingehend in MADER (1983 e) dargestellt. Mit der typischen blauvioletten Farbe, deren Anteil und Intensität innerhalb des Bodenprofils nach oben ansteigen, ist im Idealfall eine graduell zunehmende Entschichtung unter Auflösung und Zerstörung der sedimentären Gefügemerkmale verknüpft. Weitere charakteristische Kennzeichen sind blauviolette, erdig-braune oder karbonatische Wurzelröhren (s. Abb. 53) sowie konkretionäre

Karbonate in isolierten Knollen, Aggregaten zusammengewachsener Knauern und dichten Krusten. In manchen Böden mit syngenetisch und/oder diagenetisch fortgeschrittenem Reifestadium finden sich auch Silikatausscheidungen (Chalcedon oder Karneol) in Bändern oder Kugeln (eingehende Charakteristik der Paläoböden im germanischen Buntsandstein in ORTLAM 1967, 1974; DACHROTH 1972; MADER 1984 a).

Die Paläoböden entstehen in hauptsächlich semiaridem, untergeordnet vermutlich auch subtropisch-humidem Klima in aufgetauchten Bereichen der fluviatilen Strombänke sowie in trockengefallenen Partien der alluvialen Überflutungsebenen durch eine pedogene Überprägung sandiger und/oder tonig-schluffiger Substrate. Mit zunehmender Dauer der subaerischen Exposition von Teilen der Rinnenböden und Überschwemmungsflächen steigt mit progressiver Illuviation (abwärtsgereichtete Anreicherung) die Eindringtiefe der pedogenen Konversion (Umwandlung) kontinuierlich an. Anhaltende Bodenbildung in langfristig stabilen Teilen der Alluvialebene führt zuweilen sogar zum Verschmelzen genetisch aufeinanderfolgender Paläoböden zu mehrstöckigen Bodenkomplexen. Diese entstehen durch wiederholte fluviatile Einschüttungen und die anschließende vollständige pedogene Konversion dieser Sedimente.

Mit dem Wiedereinsetzen der fluviatilen Schüttungen im Anschluß an die Bodenbildung werden ähnlich wie die Überflutungsabsätze und Dünensande auch die Paläoböden partiell erodiert. Die konkretionären Karbonate werden dabei aufgearbeitet, und die zerkleinerten Fragmente werden zu charakteristischen Karbonatbreccien, den sog. Bröckelbänken (Zusammensetzung eingehend in MADER 1980 b beschrieben) umgelagert. Diese typischen Karbonatbreccien als Resedimentationshori-

Abbildung 53. Ausfüllungen von Wurzelröhren mit erdig-braunem Mulm in roten Rinnensanden belegen Abtragung von Bodenprofilen höherer Reife bis auf den C-Horizont. Mittlerer Buntsandstein, Solling. Breite des Hammerkopfes 20 cm. Steinbruch am Nordhang des Zimmerberges am Südosthang des Niedererbachtales südwestlich Kirchbrak (Blatt 4023 Eschershausen, r 39 130, h 58 610).



zonte abgetragener Paläoböden belegen die Entwicklung von Violetten Horizonten durch Pedogenese in der Alluvialebene auch in solchen Schichtfolgen, in denen durch verbreitete sekundäre Erosion keine autochthonen Paläoböden konserviert sind. In umgekehrter Weise unterstreicht das gleichzeitige Fehlen von Violetten Horizonten und Bröckelbänken in alluvialen Sedimentserien die weitgehend primäre Unterdrückung der Bildung von Paläoböden durch die hochenergetische fluviatile Dynamik.

2.3.2 Verbreitung

In verschiedenen Teilen des Germanischen Beckens treten die Violetten Horizonte in unterschiedlicher Anzahl in der Schichtfolge des Oberen Buntsandsteins auf. Ihre Verbreitung ist dabei in erster Linie von zwei Mechanismen abhängig: Absenkung des Sedimentationsraumes sowie Dynamik und Charakteristik des fluviatilen Environments. Beide Einflußfaktoren wirken häufig zusammen und ergeben damit kombinierte Effekte, welche sich teilweise bei ausschließlichem Einfluß eines Prozesses nicht erwarten lassen. In vielen Fällen führen schnelle Absenkung des Sedimentationsraumes bei schwacher bis mäßiger Kontrolle der Pedogenese durch die fluviatilen Ablagerungsprozesse zu einer Aufsplitterung einzelner geschlossener Bodenkomplexe in zahlreiche Einzelböden, welche durch eingeschaltete Sedimente voneinander getrennt werden. Mit dieser zunehmenden Aufspaltung der Paläoböden wird die Untermauerung und Verfeinerung der lithostratigraphischen Korrelation mit Hilfe von Bodenhorizonten, welche in manchen Regionen mit langfristig nahezu konstanten Bedingungen hervorragend funktioniert, zunehmend schwieriger und fraglicher und verliert schließlich bei der Entwicklung zahlreicher rasch aufeinanderfolgender Bodenhorizonte nahezu jegliche Bezugsgrundlage.

Im Oberen Buntsandstein der West- und Südwesteifel (teilweise Luxemburg) läßt sich besonders markant die Aufsplitterung der Paläoböden in lateraler Richtung durch eine zunehmende Anzahl der genetisch individuellen Violetten Horizonte aufzeigen (eingehende Darstellung in MADER 1984 a, 1984 d, 1985 f). In der Marginalzone der Zwischenschichten am westlichen Rand des langgestreckten Beckens begünstigt eine weitgehend episodische Sedimentation in einem hauptsächlich ephemeralen Flußsystem schwacher Vernetzung die verbreitete und vielfach intensive Pedogenese. In der Axialzone dagegen wird die Bodenbildung infolge vorwiegend kontinuierlicher Ablagerung in einem hauptsächlich perennialem Stromgeflecht stärkerer Verzweigung durch länger anhaltende Überschwemmungen größerer Erstreckung vielfach erheblich eingeschränkt. Die gleiche Entwicklung findet sich in identischer Zonierung im fluviatilen Randsaum des Muschelkalksteins wieder (vgl. MADER 1985 f), welcher einen schmalen Alluvialgürtel zwischen Abtragungsgebiet und vorrückendem Muschelkalkmeer bildet (s. Abb.

48.4). Die Häufigkeit der Paläoböden korreliert in Zwischenschichten und Muschelkalkstein mit der Anzahl der Bröckelbänke, was die verminderte sekundäre Um lagierung pedogener Karbonate als Konsequenz der eingeschränkten primären Entstehung von Violetten Horizonten in der Zone höherer fluviatiler Dynamik unterstreicht. Die geringere Mächtigkeit der Schichtfolgen mit den zahlreichen Paläoböden im Vergleich zu der größeren Mächtigkeit der Sukzessionen mit der geringeren Anzahl von Violetten Horizonten belegt die dominierende Rolle der fluviatilen Sedimentationsenergie bei nur untergeordneter Bedeutung der Absenkung des Ablagerungsraumes, wobei die längere Subsidenz teilweise die Kondensation der Paläoböden in der Sedimentserie unterstützt.

In ähnlicher Weise wie in der Westeifel zeigen im Oberen Buntsandstein der Nordeifel nur sehr wenige gut entwickelte Paläoböden im Verband mit nur einzelnen Bröckelbänken die weitgehende primäre Unterdrückung der Bildung von Violetten Horizonten an. Dies ist die Folge von anhaltenden Überschwemmungen mit weiter Erstreckung in den Überbankbereichen und von kontinuierlichen Fluten in den Stromkanälen. Dagegen bezeugen im Solling vereinzelte Karbonatbreccien bei fehlenden autochthonen Paläoböden die vollständige Zerstörung der wenigen primär entstandenen Violetten Horizonte durch starke sekundäre Erosion in einem hochenergetischen Flußsystem.

3. Paläökologie

Neben den sedimentologischen Kriterien zur Rekonstruktion des Ablagerungsmilieus ermöglichen Morphologie, Anatomie und Biostratinomie vieler Fossilien aus dem germanischen Buntsandstein wichtige Rück schlüsse auf die Bildungsbedingungen der Ablagerungen. Von den zahlreichen herausragenden paläökologischen Belegen werden nachstehend die drei verbreitetsten Zeugen der Besiedlung kontinentaler (terrestrischer und aquatischer) Lebensräume herausgegriffen. Diese Dokumente sind teilweise seit nahezu 150 Jahren bekannt. Die paläökologische Signifikanz der Fossilien im mitteleuropäischen Buntsandstein ist in den Tabellen 2–4 zusammengefaßt sowie eingehend in MADER (1984 b) abgehandelt. Die wichtigsten Fossilfundpunkte sind in Abbildung 54 und 55 aufgeführt.

3.1 Pleuromeia

Das Bärlappgewächs *Pleuromeia sternbergi* (s. Abb. 56) zählt zu den typischsten Buntsandstein-Fossilien und hat erhebliche biostratigraphische, paläogeographische, paläontologische und paläökologische Bedeutung (Literaturübersicht in MADER 1984 b und MADER & WANG 1985). Biostratigraphisch ermöglicht das nahezu weltweite Auftreten von *Pleuromeia sternbergi* und *Chirotherium* in kontinentalen Rotsedimenten des unteren Olenek überregionale Stufenverknüpfungen und

FUNDSTELLEN VON BUNTSANDSTEIN- FOSSILIEN	V O R K O M M E N		L A G E			F O S S I L I N H A L T			
	NR.	HAUPTLOKALITÄT	NEBENLOKALITÄTEN	GEOGRAPHIE	STRATIGRAPHIE			TAXONOMISCHE GRUPPEN	CHARAKTERISTISCHE FORMEN
					s u	s m	s o		
PLANTAE	1	Sulzbach/Straßburg	Adamswiller, Arzviller, Bust, Hangviller, Lohr	Vogesen			●	Pteridophyta Spermatophyta	<i>Voltzia heterophylla</i> <i>Anomopteris mougeotii</i>
	2	Bernburg/Saale	Nienburg	Sachsen		●		Lycophyta	<i>Pleuromeia sternbergii</i>
	3	Berg/Kommern	Floisdorf, Heimbach, Hergarten, Völtzen	Nordeifel			●	Pteridophyta Spermatophyta	<i>Neuropteridium voltzii</i> <i>Equisetites mougeotii</i>
	4	Grünwettersbach/Karlsruhe		Baden			●	Pteridophyta Spermatophyta	<i>Voltzia heterophylla</i>
	5	Bubenhausen/Zweibrücken		Pfalz			●	Pteridophyta Spermatophyta	<i>Voltzia heterophylla</i>
	6	Bremke/Göttingen	Fürstenberg/Weser Karlshafen/Weser	Solling		●		Pteridophyta Spermatophyta	<i>Yuccites vogesiacus</i>
	7	Singen/Stadtteil		Thüringen		●		Pteridophyta Spermatophyta	<i>Pleuromeia sternbergii</i>
	8	Üdingen/Düren	Bergbuir/Mechernich	Nordeifel			●	Pteridophyta Spermatophyta	<i>Albertia elliptica</i> <i>Albertia latifolia</i>
	9	Lammersdorf/Gerolstein	Kordel/Trier	Westerwald		●		Lycophyta Filicophyta	<i>Pleuromeia sternbergii</i>
	10	Wienrode/Blankenburg	Jerkheim, Remlingen Salzgitter, Vienenburg	Harzvorland	●			Schizophyta	Stromatolithen
INVERTEBRATA	11	Adamswiller, Arzviller, Bust, Hangviller, Petersbach, Phalsbourg, Vilsberg, Wasselonne		Vogesen			●	Mollusca Arthropoda	
	12	Lendzin/Katowitz	Anhalt, Berun, Beuthen Blottnitz, Gogolin	Oberschlesien			●	Mollusca	
	13	Bremke/Göttingen		Solling		●		Arthropoda Reptilia	<i>Psammolimulus gotttingensis</i> <i>Ctenosauroides koeneni</i>
VERTEBRATA	14	Durlach/Karlsruhe		Baden			●	Actinopterygii Arthropoda	<i>Praesemionotus aculeatus</i> <i>Aspidogaster durlachensis</i>
	15	Helmstadt/Heidelberg	Mosbach, Nußloch	Baden			●	Actinopterygii Arthropoda	
	16	Kappel/Villingen		Schwarzwald			●	Amphibia	<i>Mastodonsaurus capellensis</i>
	17	Bernburg/Saale		Sachsen		●		Amphibia	<i>Trematosaurus brauni</i>
	18	Rotfelden/Freudenstadt	Dietersweiler Prälzgrafenweiler	Schwarzwald			●	Reptilia Amphibia	<i>Tanystropheus antiquus</i> <i>Eocyclosaurus waschmidti</i>
ICHNIA	19	Hildburghausen/Werra	Bad Berka, Jena Kahl, Meiningen	Thüringen		●		<i>Ichnia reptitorum</i>	<i>Chirotherium barthii</i>
	20	Helmstadt/Heidelberg	Nußloch	Baden			●	<i>Ichnia invertebratorum</i>	<i>Corophioides luniformis</i> <i>Isopodichnus sp.</i>

Abbildung 54. Übersicht der wichtigsten Fundstellen von versteinerten Pflanzen und Tieren im mitteleuropäischen Buntsandstein (zur Lage der Lokalitäten s. Abb. 55). Literaturzusammenstellung in MADER (1984b).

sogar interkontinentale Serienparallelisierungen in der terrestrischen Unter-Trias. In Sibirien kommt *Pleuromeia sternbergii* zusammen mit Ammoniten und Conodonten vor, was den Anschluß der kontinentalen Abfolgen an die marine Orthochronologie erlaubt. Paläogeographisch spiegelt die nahezu kosmopolitische Verbreitung von *Pleuromeia* und *Chirotherium* eine abgeschwächte paläoklimatische Zonierung in der Untertrias wider. Die Verteilung von *Pleuromeia sternbergii* in Raum und Zeit im Mitteleuropäischen Becken und die Relation des Bärlapps zu anderen Pflanzen gibt eine Wanderung der Floren im Küstengürtel nach Süden wieder. Dabei wird *Pleuromeia* durch Farne, Schachtelhalme und Koniferen, welche zusammen mit dem Rötmeer von Westen und Norden vordringen, nach Süden abgedrängt. Paläontologisch ist *Pleuromeia* als Bindeglied zwischen *Sigillaria* (Karbon) und *Nathorstiana* (Kreide; ein Vorläufer der rezenten *Isoëtes*) von erstrangiger Bedeutung für die Phylogenie der Lycopoden.

Die besondere paläökologische Bedeutung (vgl. MADER 1984b, MADER & WANG 1985) von *Pleuromeia sternbergii* im mitteleuropäischen Buntsandstein liegt in der

häufigen *in situ*-Erhaltung, was eine detaillierte biostratinomische Interpretation ermöglicht und im Zusammenhang mit sedimentologischen Aussagen eine eingehende Rekonstruktion von Lebensraum und Fossiliisationsbedingungen erlaubt. *Pleuromeia sternbergii* besiedelt häufig in halophytischer Lebensweise, bei vermutlich hauptsächlich fakultativ-halophilem Verhalten, die Ränder und die Umgebung von fließenden und stehenden Gewässern. Sie wächst in den Ufersäumen fluviatiler Stromkanäle und deltaischer Rinnen, auf aufgetauchten Sandbänken in Wasserläufen, in trockengefälten Teilen der Überflutungsebenen, am Rand von Interdünens-Playa-Seen und am Fuß aeolischer Dünens. Manche *Pleuromeia*-Vegetationen im medialen bis distalen Teil alluvialer Überschwemmungsebenen haben über einige Jahre Bestand, wobei sich mehrere Generationen entwickeln. Die Pflanzenstandorte werden meist bei Verlagerung der fluviatilen Rinnen durch die rasche Wanderung von Sandbänken und schnelle Ausbreitung von Sandschichten an Ort und Stelle eingebettet. Teilweise erfolgt die autochthone Erhaltung auch durch Einhüllung mit Suspensionssedimenten in überfluteten flu-

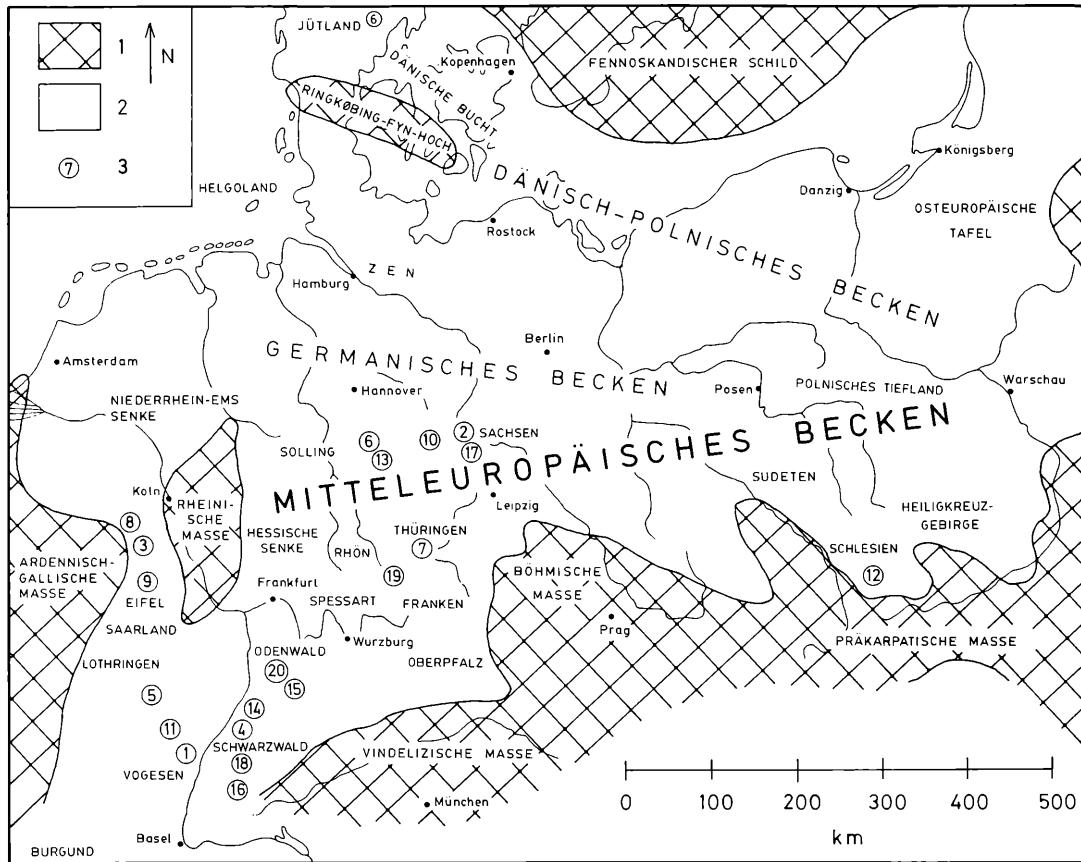


Abbildung 55. Paläogeographische Karte des Mitteleuropäischen Buntsandstein-Beckens mit den wichtigsten Fundstellen von Buntsandstein-Fossilien (die Nummern entsprechen den Zeilen in Abb. 54). Legende: 1 = Grundgebirge (Beckenrahmen sowie Schwellen innerhalb des Sedimentationsgebietes), 2 = Ablagerungsraum des Buntsandsteins, 3 = bedeutender Fossilfundpunkt.

viatilen Überbank- und Interdünen-Playa-Seen sowie durch Begraben unter vorrückenden transversalen aeolischen Dünenkämmen.

3.2 *Chirotherium*

Die Reptilienfährten von *Chirotherium* (s. Abb. 57 und 58) stehen in ihrer paläökologischen Bedeutung *Pleuroteria sternbergi* kaum nach, insbesondere da die Vertratentrittsiegel ebenso wie die Bärlappgewächse am Ort ihrer Entstehung konserviert sind. Die Fußspuren von *Chirotherium* dokumentieren die Wanderung von Reptilien über ausgedehnte aufgetauchte und trocken-gefallene Bereiche fluviatiler Überflutungsebenen in der Umgebung von schrumpfenden flachen Seen im abge-legerenen Teil der Überschwemmungsflächen oder im Bereich des Uferwallsaumes entlang der Rinnen. Die Trittsiegel entstehen zu unterschiedlichen Zeiten vor oder nach der Bildung der Kontraktionsrisse im Sediment (s. Abb. 59 und 60). Die Spuren belegen eine ex-

tensive Wanderung von Vertebraten in subaerisch exponierten Teilen der Alluvialebene und sind damit in ihrer Häufigkeit des Auftretens in der Schichtfolge und ihrer Erstreckung in den Fundhorizonten entscheidende Anhaltspunkte für die Beurteilung der räumlichen Ausdehnung und zeitlichen Dauer der Überschwemmungen im Überbankbereich.

3.3 Invertebraten-Lebensspuren

Die sedimentologische Interpretation fluviatiler Abschnitte des mitteleuropäischen Buntsandsteins wird durch die häufige Bioturbation der alluvialen Ablagerungen (s. Abb. 63) paläökologisch unterstützt. Mündungen vertikaler Grabgänge auf Schichtflächen fluviatiler Rinnensande bezeugen die Besiedlung der Sedimente am Boden der flachen Stromkanäle mit grabenden und wühlenden Invertebraten (s. Abb. 63). Diese Besiedlung erfolgt vorwiegend im Endstadium der Aggradationsperiode fluviatiler Systeme bei nachlassen-

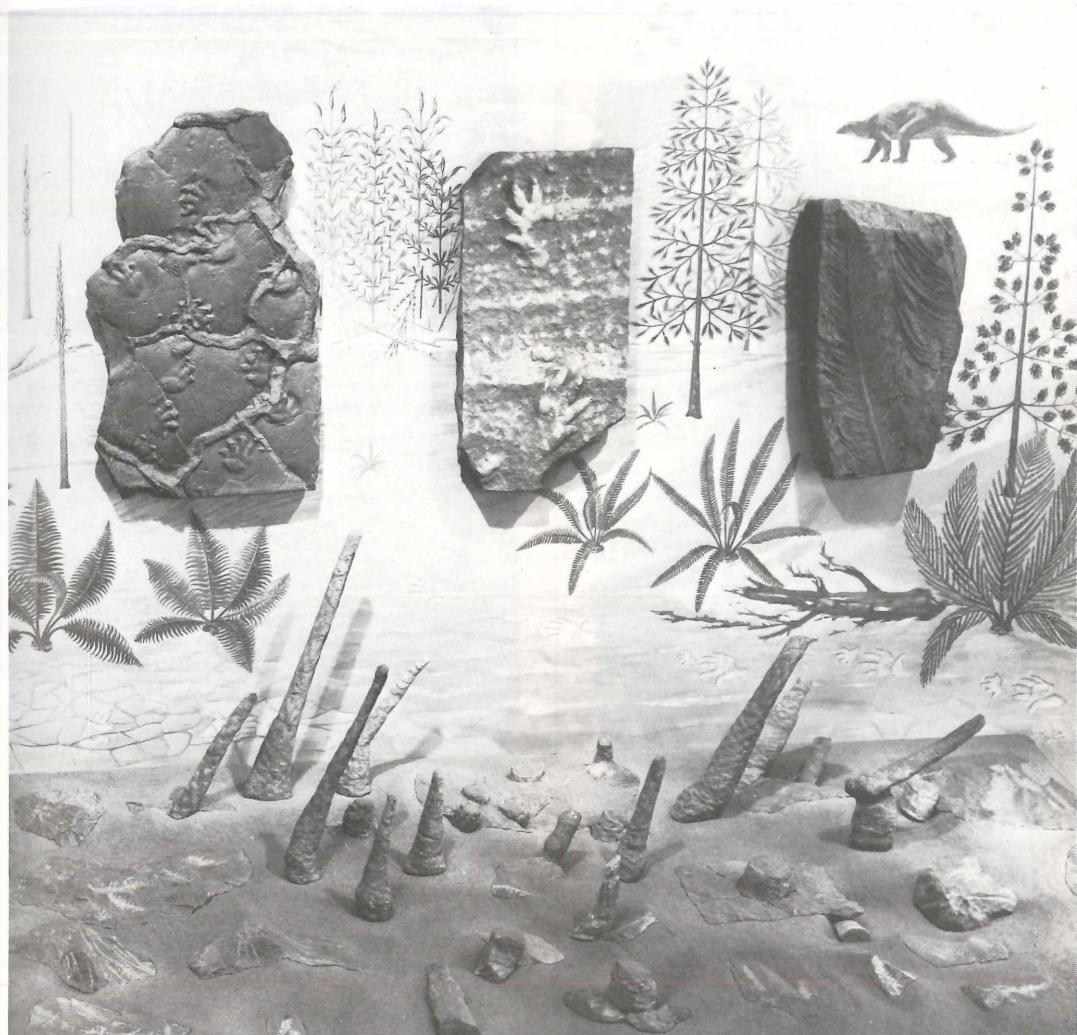


Abbildung 56. Die *Pleuromeia*-Vegetation von Lammersdorf (Westeifel) repräsentiert ein herausragendes Beispiel einer *in situ*-Erhaltung von Buntsandstein-Pflanzen. Die Bärlappgewächse besiedelten zusammen mit krautigen Farnen den Randsaum eines schrumpfenden Sees in einer mäßig breiten Überflutungsebene, welche von vernetzten Stromkanälen und aeolischen Dünenfeldern eingegrenzt wurde. Die Pflanzen wuchsen im sandig/tonig-schluffigen Substrat und wurden bei rascher Verschiebung des angrenzenden Wasserlaufes durch schnelle Einhüllung mit wandernden Sandbänken in Lebensstellung überliefert. Bildbreite etwa 3 m. Mittlerer Buntsandstein, Lammersdorf bei Gerolstein (zentrale Westeifel). Original in den Landessammlungen für Naturkunde, Karlsruhe. Foto: H. HECKEL.

der Transportkraft und Wasserführung (vgl. MADER 1983 a). Bioturbation von grobklastischen Rinnenablagerungen spiegelt sogar die Kolonisation der Absätze am Grund von hochenergetischen Fließgewässern bei Unterschreiten eines Schwellenwertes der Strömungsintensität wider und belegt damit das latente Vorhandensein von Leben auch in den verflöchtenen Flußläufen mit Geröllfracht. Die Durchwühlung von Bröckelbänken im tieferen Abschnitt der fluviatilen Zyklotherme gibt

sogar eine episodische Sedimentation in hauptsächlich ephemeralen Stromgeflechten zu erkennen, die in der raschen Verringerung der Fließgeschwindigkeit während Niedrigwasserperioden bereits im initialen bis medialen Stadium der Wasserlaufaggradation begründet ist. Damit wird über die sedimentologische Evidenz hinaus eine polygenetische Auffüllung der Rinnen dokumentiert (vgl. MADER 1984 d). In den Überflutungsebenen gibt die Intensität der Biotur-

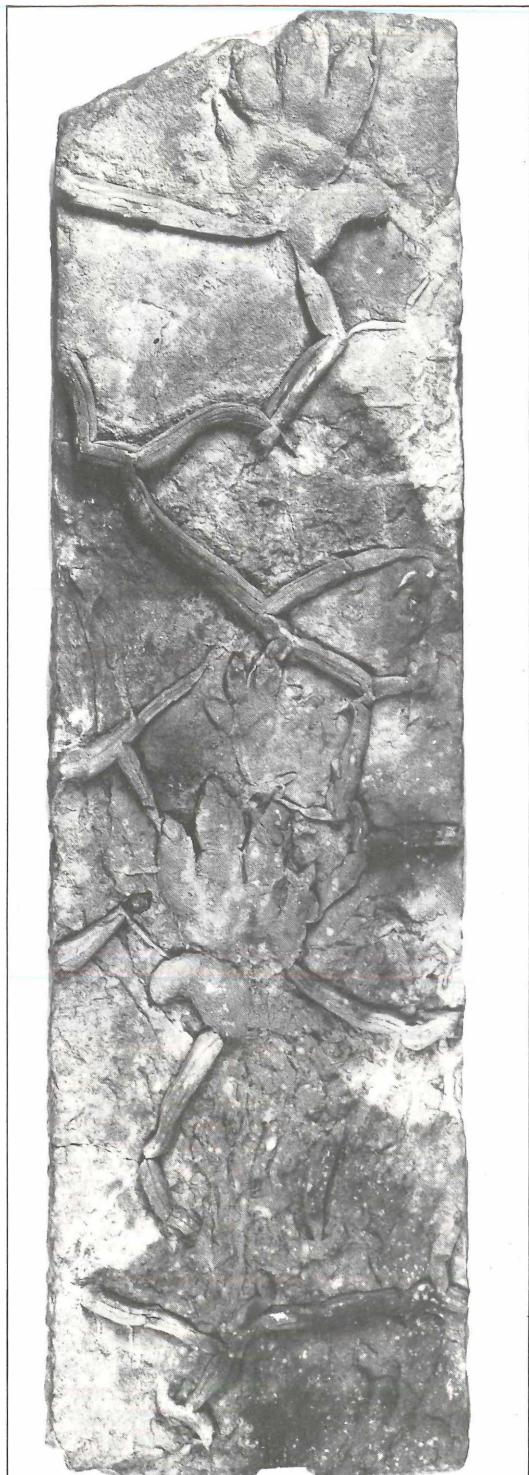


Abbildung 58. Trittsiegel von Reptilien auf Schichtflächen mit Trockenrissen geben das Auftauchen von Teilen der Flußebene und das Wandern von Wirbeltieren in den trockengefallenen Bereichen zu erkennen. Die *Chirotherium*-Fährten sind die berühmtesten Spurenfossilien des germanischen Buntsandsteins. Bildbreite etwa 50 cm. Fundort unbekannt. Original in den Landessammlungen für Naturkunde, Karlsruhe. Foto: H. HECKEL.

Abbildung 57. Trockenrisse und *Chirotherium*-Reptilientrittsiegel sind Dokumente längeren Auftauchens größerer Bereiche von tonig-schluffigen Überflutungsebenen. Die subaerisch exponierten Flächen werden zum Lebensraum terrestrischer Tetrapoden, welche über tragfähige Partien der trockengefallenen Regionen wandern. Mittlerer Buntsandstein, Norddeutschland. Größe der Platte 105 x 30 cm. Fundort unbekannt. Sammlung und Foto: Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Göttingen.



Abbildung 59. Eingerollte Tontüten werden bei Aufarbeitung durch wenigenergetische Strömungen geringfügig umgelagert und parallel zur Fließrichtung eingesteuert. Höhere Transportkraft dagegen führt zur Zerstörung der zylinderförmigen Gebilde und Konzentration als flache Scherben. Mittlerer Buntsandstein, Nördliches Saarland. Bildbreite etwa 15 cm. Steinbruch zwischen Dietzenborner Kopf und Pelterswald südwestlich Britten (Blatt 6405 Freudenburg, r 47 140, h 87 000).

bation Aufschluß über die Dauer der Stillwasserbedingungen mit mäßigem bis geringem Ausfall von Suspensionsfracht (s. Abb. 62). Es lassen sich lediglich kurzfristig stabile Bedingungen am Boden von flachen Seen, welche nur zu schwacher bis mäßiger Durchwühlung geführt haben, von langzeitig konstanten Verhältnissen am Grund der Tümpel unterscheiden, welche teilweise eine starke Bioturbation ermöglicht haben. In vielen Sedimentabfolgen der Überschwemmungsebenen gibt die nach oben graduell zunehmende Intensität der Durchwühlung eine progressive Verbesserung der Kolonisationsmöglichkeiten in den Ablagerungen am Boden von Wasserläufen und Seen zu erkennen. Dies ist die Folge der immer wieder nachlassenden Sedimentation von feinsandiger Bettfracht und tonig-schluffigem Suspensionsmaterial. Die mehrfache Aufeinanderfolge derartiger Bioturbationszyklen mit kontinuierlichem Übergang vom ungestörten Sediment zu völlig entschichteten Ablagerungen ist ein wichtiges Kriterium zur Erkennung

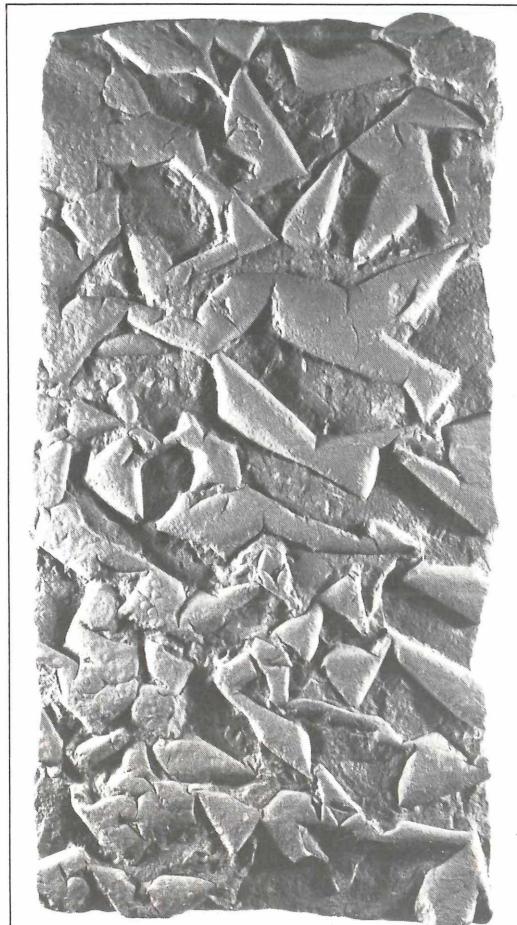


Abbildung 60. Eingerollte Tontüten sind eindrucksvolle Belege der Austrocknung von dünnen Schlammmfilmen auf Sandflächen, welche sich in kurzfristigen stehenden Gewässern als Tonhäute abgesetzt haben. Bei der Schrumpfung reißt der Tonfilm in Vielcke auf, und die einzelnen dünnen Scherben wölben sich an den Rändern auf und rollen sich schließlich immer mehr ein. Die zerbrechlichen Tontüten bezeugen darüber hinaus besonders günstige Erhaltungsbedingungen durch Einbettung an Ort und Stelle durch geringenergetische Sandschüttungen. Bildbreite etwa 55 cm. Fundort unbekannt. Original in den Landessammlungen für Naturkunde, Karlsruhe. Foto: H. HECKEL.

mehrstöckiger Überflutungssedimentserien und zur Abgrenzung der individuellen genetischen Einheiten der Überbankablagerungen.

Neben vertikalen Grabgängen finden sich auf Schichtflächen verbreitet horizontale Weidespuren sternförmiger (s. Abb. 63), schlängelförmiger oder unregelmäßig gewundener Gestalt, welche das benthonische Leben dokumentieren. Günstige Erhaltungsumstände haben in vielen Ausschnitten der Schichtfolge immer wieder die Überlieferung von Elementen des Nektons ermög-



Abbildung 61. Günstige Erhaltungsumstände haben neben Zeugen des benthonischen Lebens in Form von Spuren (s. Abb. 58 und 63) immer wieder Elemente des Nektons überliefert. Die Fischfunde von Durlach bei Karlsruhe nehmen dabei aufgrund der außerordentlich guten Erhaltung zahlreicher Individuen eine Sonderstellung ein und sind ein ausgezeichneter Beleg für die Lebewelt in stehenden bis schwach strömenden Gewässern in den Flußebenen. Bildbreite etwa 3 cm. Oberer Buntsandstein, Durlach bei Karlsruhe/Baden. Original in den Landessammlungen für Naturkunde, Karlsruhe. Foto: H. HECKEL.



Abbildung 62. Laufspuren von Arthropoden auf der Schichtfläche von sandigen Überschwemmungsabsätzen dokumentieren das Auftauchen und Trockenfallen der Schichtflusssedimente. Mittlerer Buntsandstein, Solling. Bildbreite etwa 5 cm. Steinbruch am Südhang des Heidbrink südlich Arholzen (Blatt 4123 Stadtoldendorf, r 39 180, h 47 180).

licht (s. Abb. 61).

In Paläoböden erlaubt das gemeinsame Vorkommen von phytogener Bioturbation und zoogener Durchwühlung im Vergleich mit Horizonten ohne Invertebraten-Lebensspuren die Interpretation der Bildungsbedingungen als zeitliche Aufeinanderfolge mehrerer Besiedlungsakte (vgl. MADER 1984 a). In einem älteren Stadium zoogener Kolonisation werden die Sedimente in fluviatilen Rinnensystemen und alluvialen Überschwemmungsflächen von grabenden und wühlenden Invertebraten besiedelt, und nach dem Auftauchen und Trockenfallen von Teilen der Alluvialebene erfolgt die Pedogenese mit Wachstum von Pflanzen.

4. Diagenese

Nach der Ablagerung werden die Buntsandstein-Sedimente in mannigfacher Weise diagenetisch verändert (vgl. MADER 1981 c). Die einzelnen Mineralkörper unterliegen vielfältigen Umwandlungen und Neubildungen. In den proximalen Gebieten wachsen in den fluviatilen Sedimenten vorwiegend Quarz, untergeordnet auch Kalifeldspat authigen weiter; die Verzahnung der postsedimentär entstandenen Kornhüllen bewirkt die oftmals starke Zementierung der Sandsteine. In den aeolischen Dünensanden umgeben sich die Quarzkörper lediglich mit schmalen Anwachssäumen; die aeolischen Sedimente zeichnen sich daher häufig durch mäßige Verfestigung aus. Die unterschiedliche Diagenese der in verschiedenem Environment entstandenen Sedimente gibt einen Einfluß des Ablagerungsmilieus auf die postsedimentären Prozesse zu erkennen, der sich noch viel deutlicher in den feinkörnigeren Sedimenten im Beckeninneren ablesen läßt (FÜCHTBAUER 1967). Die reichhaltige diagenetische Abfolge in den distalen Ablagerungen führt von Neubildungen von Tonmineralien und Analcim über Authigenese von Albit, Quarz, Calcit, Anhydrit, Dolomit und Barytocoolestin bis zu sekundärem Wachstum von Steinsalz. Jüngere Neubildungen verdrängen teilweise die älteren Ausscheidungen und verschleieren gelegentlich den vollständigen Ablauf der Diagenese.

Vorstehende Neubildungen sind vorwiegend während der zunehmenden Versenkung der abgelagerten Sandsteine im weiteren Fortgang der Buntsandstein-Sedimentation sowie während der Ablagerung der jüngeren Trias-Sedimente entstanden (Anadiagenese, FAIR-

BRIDGE 1967). Teilweise entstanden sie sogar erst im Laufe der tektonischen Wiederheraushebung in den Verwitterungsbereich weitgehend lange nach dem Ende der Trias-Zeit (Epidiagenese, FAIRBRIDGE 1967). Frühdiagenetisches Mineralwachstum, unmittelbar nach der Ablagerung, setzt in den proximalen Gebieten mit der Bodenbildung ein. Aus aufsteigenden Lösungen scheiden sich fleckig verteilte Karbonate in den Sandsteinen ab, die im Laufe der Zeit zu immer größeren Konkretionen und schließlich zu dichten Krusten zusammenwachsen. Im Porenraum bilden sich zahlreiche Hämatitkristalle und Tonmineralaggregate. Im Endstadium der Pedogenese kommt es zuweilen zu partieller Verkieselung; die karbonatischen Ausscheidungen werden dabei teilweise durch kryptokristallinen Quarz (Chalcedon, Karneol) verdrängt.

Die Diagenese des Buntsandsteins ist jedoch nicht auf die Hauptkomponenten der Sedimente beschränkt, sondern spiegelt sich auch in den akzessorischen Schwermineralien wider (MADER 1981 c). Transparente und opake Übergemengteile weisen eine Fülle von postsedimentären Veränderungen auf. Insbesondere Turmalin (s. Abb. 64/1) und Rutil (s. Abb. 64/5), gelegentlich jedoch auch Granat (s. Abb. 64/3 und 64/4), Apatit und sogar Zirkon (s. Abb. 64/2) umgeben sich mit authigenen Anwachssäumen. An anderen Schwermineralkörnern bezeugen Korrosionsbuchtchen (s. Abb. 64/3) und Verdrängungstexturen die intraformationelle Mobilisation der authigen abgelagerten Schwermineralsubstanzen aus detritischen Komponenten. Die diagenetische Evolution der opaken Akzessorien lässt sich besonders an Ilmeno-Hämatit und Titanomagnetit ablesen. Die postsedimentäre Entwicklung reicht vom unveränderten Primärkorn über partielle Pseudomorphose, Rutil/Anatas-Myrmekit und Skelett bis zu Leukoxen und Brauneisen. Charakteristische Texturen sind myrmekitartige Verwachsungen von feinkristallinem Rutil und Anatas sowie Skelette, aus denen eine Komponente des Entmischungsgefüges herausgelöst wurde. Die Leukoxenmassen der fortgeschrittenen Diagenese sind homogen-feinkörnig, kolloform oder rhythmisch-gebänderte Aggregate aus Leukoxenschnüren. Die postsedimentären Veränderungen der transparenten und opaken Schwermineralien, die destruktive und konstruktive Prozesse umfassen, unterstreichen den kompositionellen Umfang und die temporäre Reichweite der diagenetischen Entwicklung. Sie kennzeichnen zusammen mit den Neubildungen und Verdrängungen der Leichtminerale das generell isochemische Bild der Diagenese des mitteleuropäischen Buntsandsteins.

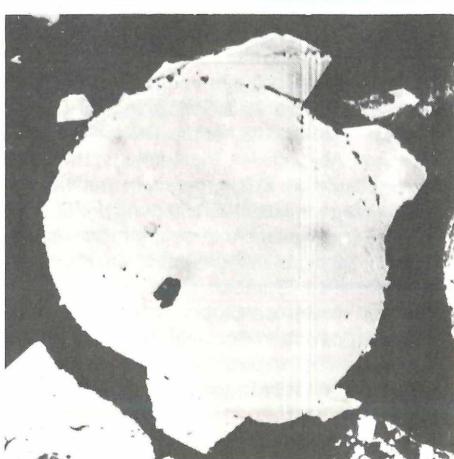
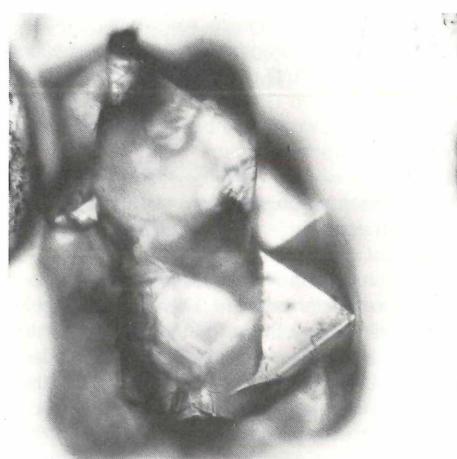
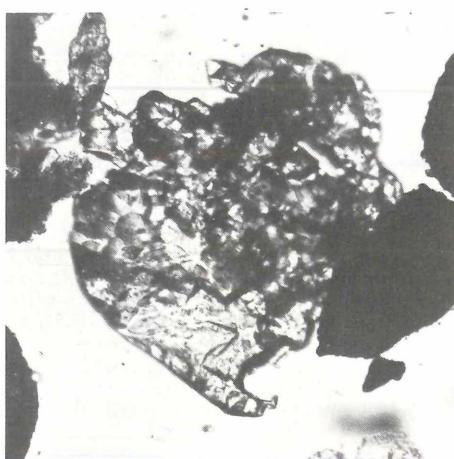
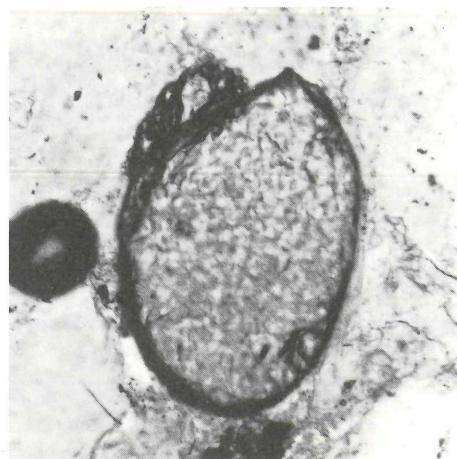
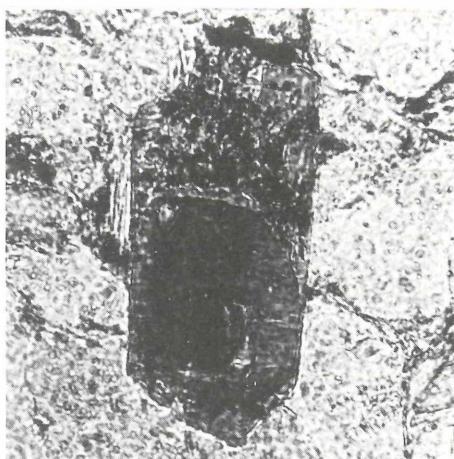
5. Entstehung der Rotfärbung

Die auffällige rote Farbe des mitteleuropäischen Buntsandsteins sowie anderer terrestrischer Rotsedimentabfolgen aus zahlreichen Formationen, welche durch feinverteilten Hämatit hervorgerufen wird, hat schon



Abbildung 63. Sternförmige Weidespur auf einem Strömungsrippelfeld. Die horizontalen Lebensspuren auf Schichtflächen von fluviatilen Ablagerungen dokumentieren ebenso wie die Mündungen vertikaler Grabgänge die Besiedlung der Sedimente am Grund der Flußrinnen mit nachlassender Transportkraft und Wasserführung. Durchmesser der Sternspur 16 cm. Mittlerer Buntsandstein, Lahrer Vorbergzone. Original in den Landesammlungen für Naturkunde, Karlsruhe. Foto: H. HECKEL.

früher die Frage nach der Entstehung der Pigmentierung aufgeworfen (Literaturübersicht in MADER 1983 e). In den letzten Jahrzehnten vollzog sich in der Interpretation der Genese der Rotfärbung ein grundlegender Wandel. Während bisher die Theorie der primären, detritischen Abkunft des Pigmentes vorherrschte, setzte sich im Laufe der Zeit immer mehr das Bild einer sekundären, diagenetischen Entstehung der Farbträger nach der Ablagerung durch. In neuerer Zeit wurde das Konzept der authigenen Pigmentbildung auch auf Teile des germanischen Buntsandsteins übertragen. Untersuchungen im Buntsandstein der Eifel am Westrand des Mitteleuropäischen Beckens (MADER 1983 e) geben jedoch eine komplexere Geschichte der roten Farbe zu erkennen. Insbesondere allseitige Eisenoxidhüllen der klastischen Körner, die häufig auch an Kornkontaktstellen auftreten, bezeugen die primär-detritische Abkunft des Pigmentes. Weitere Anzeichen sedimentärer Provenienz der Farbträger sind die Erhaltung von ursprüng-



lichen Pigmentnuancenunterschieden zwischen aeolischen und fluviatilen Ablagerungen sowie die Konserverung syngenetischer Entfärbungsschlieren und der vertikalen Farbzonierung von rot zu blauviolett in Paläoböden.

Daneben weisen mannigfaltige diagenetische Eisenoxide auf die postsedimentäre Neubildung von Farbträgern und die Überprägung der detritischen Pigmentverteilung hin. Authigene Eisenoxide haben sich in allen Stadien der Diagenese konzentriert und dispers abgeschieden.

Die entscheidenden Kriterien zur Deutung der Pigmentgenese lassen sich aus dem Erscheinungsbild der opaken Schwermineralfraktion ableiten. Die undurchsichtigen Übergemengteile sind vorwiegend an Ort und Stelle in andere Eisen- und Titanoxide umgewandelt. In Glimmern werden die gelösten Eisenoxide meist *in situ* zwischen den Spaltissen als Hämatittäfelchen wieder ausgefält. Zur Neubildung von sekundärem feindispersem Pigment stehen somit lediglich die durch Skelettierung von Entmischungsgefügen sowie die durch vollständige Verdrängung von Ilmeno-Hämatit und Titanomagnetit durch titanoxidische Phasen freigesetzten Eisenoxide zur Verfügung.

Insbesondere die quantitative Dominanz von diagenetischem Eisenoxid gegenüber dem ebenso mobilen authigenen Titanoxid (in den opaken Schwermineralien ist das Verhältnis nahezu 1), die vorwiegend *in situ* Wiederausfällung von Eisenoxiden in Glimmern und undurchsichtigen Akzessorien, die Zusammenhänge zwischen violetter Farbe und Entfärbungsschlieren in Paläoböden und die Relationen zwischen Eisenschalen und Bleichungszonen im germanischen Buntsandstein führen zu dem Schluß, daß der überwiegende Teil der diagenetischen Eisenoxide aus primären Korntapeten mobilisiert wurde. Die freigesetzten Eisenoxide haben sich sekundär in allen Stadien der Diagenese wieder abgeschieden. Die terrestrischen Buntsandstein-Sedimente sind weitgehend als primäre Rotschichten anzusehen, deren Pigmentverteilung nach der Ablagerung diagenetisch überprägt wurde (eingehende Darstellung und Diskussion in MADER 1985e).

Abbildung 64. Authigene Neubildungen von transparenten und opaken Schwermineralien im Buntsandstein der Westeifel unterstreichen einen erheblichen kompositionellen Umfang und eine beträchtliche temporale Reichweite der Diagenese. Das Wachstum der Akzessorien erfolgt als Anwachssäume um gerundete detritische Körner (1 und 5), aufgesetzte idiomorphe Kristalle auf sedimentären Kernen (2, 4 und 6) und als eigengestaltige Kristalle ohne ererbten Nukleus. Daneben belegen Körner mit Korrosionsbucht (3) die intraformationelle Mobilisation der authigen abgelagerten Schwermineralsubstanz und untermauern die isochemische Diagenese des Buntsandsteins. 1: Turmalin, 2: Zirkon, 3 und 4: Granat, 5: Rutil, 6: Anatas. 1–4 und 6: Durchlicht, 5: Auflicht. 1–4: Bildbreite etwa 0,13 mm, 5 und 6: Bildbreite etwa 0,26 mm.

6. Schlußfolgerungen

1. Im germanischen Buntsandstein ermöglicht vor allem die sedimentologische und paläogeographische Interpretation fluviatiler Ablagerungen, aeolischer Dünen-sande und Paläoböden weitreichende Rekonstruktionen der Mechanismen der Entwicklungsgeschichte der kontinentalen Rotserie. In untergeordneten Anteilen finden sich in verschiedenen Abschnitten der Schichtfolge alluviale Schwemmkiegelabsätze und Murenablagerungen, deltaische, tidale, lagunäre, marine und evaporitische Sedimente.
2. Fluviatile Ablagerungen setzen sich im Idealfall aus Kleinzyklen zusammen, welche von Rinnenrückstandssedimenten, Sand- und Kiesbankabsätzen und Überflutungsablagerungen aufgebaut werden. Vollständige Zyklotheme enden in Partien des Mittleren Buntsandsteins mit aeolischen Dünensanden und in Teilen des Oberen Buntsandsteins mit Paläoböden.
3. Die fluviatilen Kleinzyklen sind in vielen Fällen nur inkomplett ausgebildet oder lediglich fragmentarisch erhalten. Die Bildung der höheren Abschnitte der Zyklotheme wird oftmals durch anhaltende hochenergetische Überschwemmungen der schmalen Überbankbereiche zwischen den engständigen Rinnen bereits primär weitgehend unterdrückt. Sekundär werden die wenigen gelegentlich entstandenen feinkörnigen Sedimente infolge starker vertikaler und lateraler Erosion während der seitlichen Verschiebung der Rinnen wieder abgetragen und dadurch aus dem Schichtverband entfernt.
4. In vielen alluvialen Sequenzen des Buntsandsteins ist innerhalb einzelner Regionen im Becken der Ablauf einer Evolution des fluviatilen Stils während der Ablagerungsgeschichte aufgezeichnet. Diese Evolution wird in erster Linie extern durch tektonische Aktivität im Abtragungsgebiet und daraus resultierende Anlieferung von Detritus in den Sedimentationsraum gesteuert. Sekundär kontrollieren Abflußraten und Bettfrachtzusammensetzung intern die Veränderungen innerhalb des Flußnetzes.
5. Die horizontale Abfolge der Faziesassoziationen vom Rand zum Zentrum des Beckens innerhalb einer Schichteinheit spiegelt eine laterale Zonierung des alluvialen Sedimentationsraumes wider. Diese Abfolge wird durch die nachlassende Anlieferung von grobklastischem Detritus aus dem Abtragungsgebiet, eine Konsequenz der erlahmenden Transportkraft der Flußsysteme mit zunehmender Entfernung vom Beckenrand und abnehmendem Gefälle in der Alluvialebene, ausgelöst. Dabei prägt die laterale Verschiebung und die Aufeinanderstapelung der Fazieszonen vielfach die Evolution des fluviatilen Stils in den regionalen Schichtfolgen.
6. In manchen Bereichen des Sedimentationsraumes läßt sich innerhalb einer Ablagerungszone eine regionale Diversifikation des fluviatilen Environments erkennen. Dies ist die Folge eines wechselnden Zustandes der Einhüllung der prätriadischen Grundgebirgsmorphologie, einer unterschiedlichen Ausdehnung des

aeolischen Milieus sowie einer räumlich und zeitlich begrenzten Detritusanlieferung zusätzlich zum Hauptsedimentstrom aus dem Hauptabtragungsgebiet.

7. In einigen Randbereichen des Beckens werden vertikale Evolution, laterale Zonierung und regionale Diversifikation durch vorwiegend longitudinal-axiale Veränderungen von Sedimentfracht und Gefälle im Becken im Laufe der Zeit modifiziert. Ursache dafür ist die zunehmende seitliche Erweiterung des Ablagerungsraumes. Die Hauptauswirkungen des lateralen Übergreifens zunehmend jüngerer Einheiten auf das eingerumpfte Grundgebirge sind dabei die Entwicklung von grobkalstischen Marginalräumen und Randkeilen lateraler Provenienz und das Aufsteigen von Faziesassoziationen in jüngere Schichtglieder jenseits des Auskeilens älterer Einheiten.

8. Hinsichtlich der flächenmäßigen Erstreckung und zeitlichen Stabilität der aeolischen Dünenfelder in Abhängigkeit von der Intensität ihrer Verzahnung mit Flussnetzen und Interdünen-Playa-Seen lassen sich drei Fälle unterscheiden. Ausgedehnte größere Sandmeere werden lediglich von schwach verflochtenen Stromsystemen mit weitständigen Rinnen und langsamer seitlicher Verlagerung der Wasserläufe durchschnitten. Begrenzte kleinere Dünenfelder werden von mittel- bis engständigen Rinnen schwach bis mäßig vernetzter Stromsysteme mit breiten bis ausgedehnten Überflutungsebenen durchsetzt. Lokale kleine Dünenansammlungen sind auf trockengefallene Bereiche von alluvialen Überflutungsebenen und Playa-Seen beschränkt.

9. Die Verbreitung der Paläoböden im Oberen Buntsandstein hängt hauptsächlich von der Absenkung des Sedimentationsraumes und der Dynamik des fluviatilen Environments ab. Beide Einflußfaktoren wirken häufig zusammen und ergeben kombinierte Effekte. In vielen Fällen wird die Anzahl der Violetten Horizonte in der Schichtfolge in erster Linie von der fluviatilen Ablagerungsenergie kontrolliert, wobei die Kondensation der Paläoböden durch langsame Subsidenz des Beckens teilweise unterstützt wird.

10. Zu den paläökologisch signifikantesten und den in der Schichtfolge verbreitetsten Fossilien des mitteleuropäischen Buntsandsteins zählen der Bärlapp *Pleuromeia sternbergi*, die Reptilienfährten von *Chirotherium* sowie Invertebraten-Lebensspuren. Die besondere biostratonomische Bedeutung dieser drei Versteinerungen liegt in der vorwiegenden bis ausschließlichen autochthonen Erhaltung, welche detaillierte Interpretationen des Lebensraumes ermöglichen.

11. *Pleuromeia sternbergi* besiedelt häufig in halophytischer Lebensweise die Ufersäume fluviatiler Stromkanäle und deltaischer Rinnen, aufgetauchte Sandbänke in Wasserläufen, trockengefallene Teile von Überflutungsebenen, Ränder von Interdünen-Playa-Seen und die Marginalbereiche aeolischer Dünenfelder. Manche *Pleuromeia*-Vegetationen im medialen bis distalen Teil alluvialer Überschwemmungsebenen haben über einige Jahre Bestand, wobei sich mehrere Generationen

entwickeln. Die Pflanzenstandorte werden häufig bei Verlagerung der fluviatilen Rinnen durch rasche Wanderung von Sandbänken und schnelle Ausbreitung von Sandschichten an Ort und Stelle eingebettet.

12. Die Fußspuren von *Chirotherium* dokumentieren die Wanderung von Reptilien über ausgedehnte aufgetauchte und trockengefallene Bereiche fluviatiler Überflutungsebenen in der Umgebung von schrumpfenden flachen Seen. Diese Seen sind im abgelegenen Teil der Überschwemmungsflächen oder im Bereich des Uferwallsaumes entlang der Rinnen zu finden. Die Spuren belegen häufige Wanderungen von Vertebraten in subaerisch exponierten Teilen der Alluvialebene und sind wichtige Anhaltspunkte für die Beurteilung der räumlichen Ausdehnung und zeitlichen Dauer der Überschwemmungen im Überbankbereich.

13. Mündungen vertikaler Grabgänge auf Schichtflächen fluviatiler Rinnensande bezeugen die Besiedlung der Sedimente am Boden flacher Stromkanäle mit wühlenden Invertebraten vorwiegend im Endstadium der Aggradationsperiode Flußsysteme, gelegentlich auch in der Initial- bis Medialphase der Auffüllung ephemeraler Wasserlaufgeflechte bei Nachlassen von Transportkraft und Abfluß. In vielen Abfolgen der Überschwemmungssedimente gibt die graduell zunehmende Intensität der Durchwühlung eine progressive Verbesserung der Kolonisationsmöglichkeiten der Ablagerungen am Boden von Wasserläufen und Seen zu erkennen. Dies ist eine Konsequenz des immer mehr nachlassenden Absatzes von Sediment und stellt Bioturbationszyklen dar, welche zur Erkennung mehrstöckiger Überflutungsablagerungsserien entscheidende Bedeutung erlangen.

14. Die sedimentologische und paläökologische Interpretation der vorwiegend fluviatilen Sedimente im germanischen Buntsandstein erlaubt zusammen mit der lithogenetischen Deutung von aeolischen Dünenanden, Paläoböden und weiterer untergeordneter Sedimenttypen die Rekonstruktion einer komplexen Ablagerungsgeschichte in Raum und Zeit. Diese Ablagerungsgeschichte ist das Ergebnis interner Regulierung und externer Kontrolle der hauptsächlich alluvialen Sedimentationsmechanismen.

Tabelle 2. Signifikanz der Fossilien im mitteleuropäischen Buntsandstein (Unter-Trias), Teil 1

Systematik	Signifikanz
Disziplin: Stratigraphie	
Plantae Variae, Megasporen Arthropoda, Branchiopoda: Conchostraca	<ul style="list-style-type: none"> – Korrelation innerhalb des Germanischen Beckens – Zonengliederung der kontinentalen Serie Mitteleuropas – Anschluß der Parastratigraphie an die Orthochronologie des Tethysraumes (indirekt) – Dokumentation und Kontrolle der konventionell fixierten Formationsgrenzen – Einstufung und Konnektierung isolierter Vorkommen – Erkennung und Beurteilung von sedimentären und tektonischen Schichtreduktionen
Mollusca, Lamellibranchiata: <i>Avicula murchisoni</i> Mollusca, Gastropoda: <i>Turbanilla weissbachi</i>	– Korrelation innerhalb des Germanischen Beckens
Plantae Variae: Megasporen Ichnia Vertebratorum, Thecodontia	<ul style="list-style-type: none"> – Konnektierung innerhalb des Mitteleuropäischen Beckens über diachrone Faziesgrenzen und Kondensation der Zyklengliederung hinweg – Parallelisierung der kontinentalen Unter-Trias verschiedener Becken
Phycophyta, Chlorophyta: Charophyta Arthropoda, Branchiopoda: Conchostraca Arthropoda, Ostracoda: <i>Lutkevichinella mazurensis</i> Amphibia, Temnospondyli: <i>Parotosaurus, Trematosaurus</i> Ichnia Vertebratorum, Thecodontia	<ul style="list-style-type: none"> – Überregionale Stufenverknüpfung und interkontinentale Serienkorrelation innerhalb der terrestrischen Fazies – Anschluß der Parastratigraphie an die Orthochronologie des Tethysraumes (indirekt) – Unmittelbare Orthochronologie innerhalb des epikontinentalen Beckens – Parallelisierung von germanischer epikontinentaler und tethyaler orthogeosynkinaler Entwicklung
Mollusca, Cephalopoda: <i>Beneckeia</i> Incertae Sedis, Conodonten: <i>Neohindeodella triassica</i>	– Fixierung der Grenze Skyth/Anis
Mollusca, Lamellibranchiata: <i>Costatoria costata</i> Mollusca, Lamellibranchiata: <i>Myophoria vulgaris</i> Mollusca, Cephalopoda: <i>Beneckeia</i> Echinoderma, Holothuroidea: <i>Theelia</i>	
Plantae Variae, Megasporen: <i>Echitriletes multispinosus</i> Mollusca, Lamellibranchiata: <i>Myophoria vulgaris</i> Echinoderma, Crinoidea: <i>Dadocrinus kunischii</i> Echinoderma, Holothuroidea: <i>Theelia germanica</i> Incertae Sedis, Conodonten: <i>Neohindeodella triassica</i>	
Disziplin: Paläogeographie	
Arthropoda, Branchiopoda: Conchostraca Arthropoda, Ostracoda Mollusca, Lamellibranchiata Incertae Sedis, Conodonten	<ul style="list-style-type: none"> – Kosmopolitische Verbreitung (teilweise innerhalb der tethyalen Großprovinz) – Ansatzpunkte für nahezu globale Verknüpfungen
Protozoa, Rhizopoda: Foraminifera Protozoa, Hystrichosphaeridea	<ul style="list-style-type: none"> – Marine Ingressionen aus dem Arktisch-Grönländischen Meer in das Germanische Becken im tieferen Teil des Buntsandsteins – Wiederholte Abschnürung der Zuflüsse und Aussüßung sowohl ausgedehnter Binnenseen als auch lokaler Tümpel
Arthropoda, Ostracoda Mollusca, Cephalopoda: <i>Beneckeia</i> Echinoderma, Holothuroidea: <i>Theelia</i> Incertae Sedis, Conodonten	<ul style="list-style-type: none"> – Regionaler Provinzialismus mit Ausbildung verschiedener Faunenprovinzen – Verbindung von germanischer und asiatischer Faunenprovinz über die Ostkarpatische Pforte vom Ober-Olenekian bis Unter-Anis – Zusätzliche Verbindung von germanischer und austroalpiner Faunenprovinz ab Unter-Anis

- Mollusca, Gastropoda
Mollusca, Lamellibranchiata
- Pteridophyta, Lycophyta: *Pleuromeia sternbergi*
Pteridophyta, Sphenophyta
Pteridophyta, Filicophyta
Spermatophyta, Coniferophyta
- Pteridophyta, Lycophyta: *Pleuromeia sternbergi*
Ichnia Vertebratorum, Thecodontia: *Chirotherium*
- Spermatophyta, Coniferophyta
- Disziplin: Paläontologie
- Plantae
- Pteridophyta, Lycophyta: *Pleuromeia sternbergi*
- Spermatophyta, Coniferophyta
Schizophyta, Stromatolithen
- Spermatophyta, Coniferophyta: *Aethophyllum stipulare*
Arthropoda, Branchiopoda: Conchostraken-Eier
Arthropoda, Insecta: Insekten-Eier
Arthropoda, Merostomata: *Psammolimulus, Limulitella*
Coelenterata, Cnidaria: *Progonionemus vogesiacus*
- Spermatophyta, Coniferophyta: *Aethophyllum stipulare*
Invertebrata
Vertebrata
- Ichnia Vertebratorum, Thecodontia
- Pteridophyta, Sphenophyta
Arthropoda, Branchiopoda: *Triops*
Arthropoda, Merostomata: *Psammolimulus, Limulitella*
Osteichthyes, Diploii: *Ceratodus*
Reptilia, Rhynchocephalia: *Eifelosaurus triadicus*
- Brachiopoda, Inarticulata: *Lingula*
- Arthropoda, Merostomata: *Psammolimulus gottingensis*
- Ingression des Röt-Meeres aus der asiatischen Provinz der Tethys durch die Ostkarpathische Pforte in das Mitteleuropäische Becken
 - Faziescharakter der lithologischen Scheide zwischen Buntsandstein und Muschelkalk
 - Pflanzengeographische Differenzierung im Germanischen Becken
 - Wanderung der Vegetation nach Süden im Laufe der Beckenfüllung als Konsequenz des vorrückenden Röt-Meeres
 - Gerichtete Verschiebung des Florenspektrums während der phytogeographischen Evolution
 - Abgeschwächte klimatische Zonierung auf dem Festland in der Unter-Trias
 - Nahezu kosmopolitische Verbreitung durch Position der ausgedehnten Kontinente in dem breiten subtropisch-humiden und ariden bis semiariden Gürtel
 - Posttriadische Rotation des eurasiatischen Kontinentes
- Vereinigung von altertümlichen und fortgeschrittenen, hochentwickelten Formen
 - Progressiver Wechsel der Floren in Raum und Zeit
 - Bindeglied in der Phylogenetese der Lycophyta zwischen der karbonischen *Sigillaria* und der kretazischen *Nathorstiana* (Vorläufer der rezenten *Isoëtes*)
 - Konvergenzerscheinung der rezenten säulenförmigen Cactaceen
 - Buschige und krautige Vegetationselemente
 - Gute Leitfossilien in anderen Formationen, welche erstmals aus dem Buntsandstein beschrieben und gedeutet wurden
 - Natürliche Herauswitterung aus dem einbettenden Gestein anstelle von künstlichem Freilegen durch Aufspalten
 - Paläontologische Raritäten, die erstmals aus dem Buntsandstein bekanntgeworden sind oder gerade aus dem Buntsandstein in besonders guter Erhaltung geborgen wurden
 - Erste bekanntgewordene krautige Konifere
 - Nebeneinander von hochspezialisierten Formen mit fortgeschrittenem Entwicklungsstadium und primitiven, urtümlichen Formen
 - Koexistenz von verschiedenen Stadien der phylogenetischen Evolution unterschiedlicher systematischer Gruppen
 - Dokumentation von frühen Evolutionszentren und des Beginns der Hauptradiation der mesozoischen Tetrapodenstämme
 - Neues Prinzip des Fußbauplanes als vorzügliche Anpassung an quadrupede Fortbewegung auf dem Festland
 - Untermauerung der bezüglich untertriassischer Tetrapodenfaunen global zentralen Stellung des mitteleuropäischen Buntsandsteins
 - Formen haben bereits im Buntsandstein Höhepunkt oder Endphase ihrer stammesgeschichtlichen Entwicklung erreicht, haben sich seitdem kaum noch verändert und kommen rezent mit weitgehend ähnlichen Nachfahren als lebende Fossilien vor
 - Eine der wenigen Formen, die mit nur geringen oder fast gar keinen Veränderungen das gesamte Phanerozoikum bis heute durchlaufen
 - Einer der ältesten fossilen Schwertschwänze ist einer der am besten bekannten

Osteichthyes, Actinopterygii: *Praesemionotus aculeatus*
 Osteichthyes, Actinopterygii: *Pericentrophorus minimus*

Arthropoda, Branchiopoda: *Cornia germari*

Arthropoda, Branchiopoda: *Estheriella nodosocostata*

Arthropoda, Branchiopoda: Conchostraca

- Einige Strahlenflosser des Buntsandsteins gehören zu den am besten bekannten Fischen des Mesozoikums in Mitteleuropa
- Musterbeispiel beträchtlicher erhaltungsbedingter Variabilität
- Exemplarischer Fall ausgeprägter intraspezifischer Variabilität
- Herauskristallisation der Notwendigkeit einer grundlegenden Revision der Systematik der fossilen Conchostraken

Tabelle 3. Signifikanz der Fossilien im mitteleuropäischen Buntsandstein (Unter-Trias), Teil 2

Systematik	Signifikanz
Disziplin: Paläoökologie	
Pteridophyta, Lycophyta: <i>Pleuromeia sternbergi</i>	<ul style="list-style-type: none"> – Xeromorphe Flora in warmem bis heißem, teilweise trockenem Klima – Wechselnder Feuchtigkeits- und Salzgehalt der Böden – Vegetation mit halophilen und halophoben Florenelementen in Monokulturen und Mischassoziationen an trockenen und feuchten Standorten – Wachstum von Pflanzen in wechselndem Abstand von fließenden und stehenden Gewässern – Überlieferung als autochthone Biocoenosen und allochthone Thanatocoenosen
Pteridophyta, Filicophyta	
Pteridophyta, Sphenophyta	
Spermatophyta, Coniferophyta	
Pteridophyta, Lycophyta: <i>Pleuromeia sternbergi</i>	<ul style="list-style-type: none"> – Halophytische (fakultativ-halophile) Lebensweise in monospezifischen und oligogenerischen Populationen – Teilweise mehrjähriger Bestand der Vegetationen mit Entwicklung mehrerer Generationen und Nebeneinander von adulten und juvenilen Individuen – Häufig in situ Konservierung der Floren durch rasche Einbettung der standfest verankerten Pflanzen und geringen Strömungswiderstand der unverzweigten Sprosse
Schizophyta, Stromatolithen	<ul style="list-style-type: none"> – Temporäre Kolonisationsmöglichkeiten für Cyanophyceen in der Marginalzone eines ausgedehnten, häufig hypersalinen Playa-Sees während der Unterbrechung der Detrituseinschüttungen – Episodische regionale und lokale, großflächige und kleinräumige Besiedlung einer weitgehend lebensfeindlichen Umwelt – Stabilisation von Oolithbänken durch Überkrustung mit Algenmatten oder Annelidenröhrengeflechten und Wachstum von globulären Stromatolithenstöcken auf den organogenen Hartgründen – Autochthone Erhaltung der Stromatolithenrasen und -kuppen
Phycophyta, Chlorophyta	<ul style="list-style-type: none"> – Wechselnd ruhiges und bewegtes Environment im randlich marinen und marginal-lakustrischen Flachwasser
Arthropoda, Ostracoda	
Brachiopoda, Inarticulata: <i>Lingula tenuissima</i>	<ul style="list-style-type: none"> – Salinitätsklassifikation des Brackwassers
Protozoa, Rhizopoda: Foraminifera	
Echinodermata	<ul style="list-style-type: none"> – Indikation euhalinen Environments durch stenohaline Formen

Arthropoda, Branchiopoda: Conchostraca
 Mollusca, Lamellibranchiata: *Avicula murchisoni*
 Mollusca, Gastropoda: *Turbonilla weissbachi*

- Besiedlung von flachen temporären Süß- und Brackwasserseen unterschiedlicher Ausdehnung und Entwicklung
- Wechsel von optimalen Lebensbedingungen mit Aufblühen und Entfaltung nach Überflutung der Playa mit sauerstoffreichem Wasser und Massensterben infolge Sauerstoffentzug durch Schrumpfung und Austrocknung
- Schwankende Salzgehalte im brackischen Biotop mit wiederholter Überschreitung der Toleranzgrenzen für die Existenz der Populationen
- Bedeutung von hochsalinem Brackwasser als ökologische Nischen für wenige angepaßte Arten in monospezifischen und oligogenetischen Populationen

Vermes, Annelida

Arthropoda, Malacostraca

Arthropoda, Insecta: Insekten-Eier
 Coelenterata, Cnidaria: *Progonionemus vogesiacus*

Arthropoda, Insecta, Arachnida
 Ichnia Vertebratorum

Fauna und Flora
 des Voltziensandsteins
 der Vogesen

- Vagile, sessile (z. T. inkrustierende) und saprophage Arten
- Nektonische und benthonische, carnivore und detritophag-limnivore, marine und brackisch-limnische Arten
- Markante biostratnomische Zeugen außergewöhnlich günstiger Erhaltungsbedingungen
- Dokumentation des Lebens auf dem trockenen Festland

Reptilia, Squamata: *Tanystropheus antiquus*

- Synökologie verschiedener Lebensgemeinschaften und Autökologie zahlreicher Formen
- Evolution der Biocoenosen in Abhängigkeit von den Änderungen der Umweltbedingungen im Lauf der Ablagerung
- Rekonstruktion der Entwicklung der Lebenskonditionen in Raum und Zeit
- Wechsel von Überflutung und Austrocknung von Seen und Tümpeln mit temporärer Verbindung zu den Stromkanälen oder episodischer Auffüllung durch Niederschläge
- Progressive Verarmung der Wasserfauna bei kontinuierlicher Verringerung der Ausdehnung der Wasserkörper und gradueller Verbrackung durch zunehmenden Salzgehalt
- Alternierend optimale Entfaltungsmöglichkeiten der Wasserfauna in Seen und Tümpeln durch periodische Zirkulation und Durchlüftung infolge zuströmendem sauerstoffreichem Wasser und Massensterben durch fortschreitenden Sauerstoffmangel in schrumpfenden und verflachenden Gewässern bei Abschnürung der Zuflüsse
- Zunehmende Ausweitung der Vegetation und Uferfauna mit progressiver Verlandung der stagnierenden Gewässer

Reptilia, Rhynchocephalia: *Eifelosaurus triadicus*

Osteichthyes, Dipnii: *Ceratodus*

Ichnia Vertebratorum

Ichnia Invertebratorum, Domicihnia: *Arenicolites*, *Diplocraterion*
 Brachiopoda, Inarticulata: *Lingula tenuissima*

- Wechsel der Lebensweise im Lauf der Ontogenese vom terrestrischen Insektivoren im juvenilen Stadium zum marinen Fischräuber im adulten Stadium
- Umherstreifen von Insektivoren in vegetationsbestandenen Überbankflächen
- Adaption an alternierende Überflutung und Austrocknung temporärer Seen und Flüsse
- *In situ* erhaltene Teilbiotope
- Wanderung von Reptilien und Amphibien über trockengefallene Überschwemmungsebenen
- Rekonstruktion der wechselnd quadrupeden und bipeden Lokomotion, teilweise in Abhängigkeit von den Substrat-eigenschaften
- Wechsel von Überflutung und Auftauchen der fluviatilen Überbankbereiche
- Halophile Monokulturen konkurrenzüberlegener Arten im übersalzten Strandsaum und in hypersalinaren Lagunen im Küstengürtel des Röt-Meeres
- Toleranz teilweise erheblicher Schwankungen von Sauerstoffgehalt und Salinität des Wassers

- Ichnia Invertebratorum, Domichnia, Repichnia: *Scyenia*-Assoziation** – Bodenleben in fluviatilen Rinnen und Überbankgewässern
- Einphasige und mehrphasige Aggradationsrhythmen der Stromkanäle und Akkretion der Überschwemmungsflächen
 - Fluktuationen von Wasserstand und Abfluß durch aufeinanderfolgende diskrete Fluten im Wechsel mit Niedrigwasserperioden
 - Differenzierung mehrerer getrennter Überschwemmungen der Überbankbereiche durch Bioturbationszyklen
 - Räumlicher und zeitlicher Wechsel von episodischen Konditionen in ephemeralen Rinnen und kontinuierlichen Bedingungen in perennialem Strömen
 - Latente Präsenz von bodenbewohnenden Organismen auch in hochenergetischen Fließgewässern mit Einsetzen der Kolonisation bei Abflauen der Transportkraft und Abklingen der Abflußrate
 - Beziehung zwischen Bioturbation und Hydrodynamik
 - Anzeiger periodischer Durchlüftung stagnierender Wasserkörper durch zuströmendes Wasser oder Turbulenz infolge Aufwühlung durch den Wind
 - Vorrücken der marinen Überflutungen auf das alluviale Festland
- Ichnia Invertebratorum**

Disziplin: Evolution

- Plantae
 Invertebrata
 Vertebrata
 Ichnia Vertebratorum
 Ichnia Invertebratorum
- Entschlüsselung der Evolution der Biosphäre im Lauf der Ablagerungsgeschichte durch Verknüpfung der paläoökologischen Aussagen mit den sedimentologischen Indizien
 - Synthese der Entstehung des mitteleuropäischen Buntsandsteins im Lichte der Entwicklung der Lebewelt durch Kombination von lithologischen Merkmalen und biofaziellen Kriterien

Tabelle 4. Entwicklungstendenzen der Fauna und Flora des mitteleuropäischen Buntsandsteins

Stratigraphie	Entwicklung
Systematik: Plantae	
Höherer Teil des Unteren Buntsandsteins	– Wachstum von Landpflanzen lediglich in einzelnen kleinen Oasen in der Nähe mancher Wasserlachen in den Randzonen des Beckens
Tieferer Teil des Mittleren Buntsandsteins	– Regional verbreitete Kolonisation von Cyanophyceen im Marginalraum des ausgedehnten Playa-Sees im medialen bis distalen Teil des Sedimentationsgebietes
Höherer Teil des Mittleren Buntsandsteins	– Terrestrische Vegetation mit Monokulturen an trockenen Standorten und Mischfloren in feuchteren Bereichen in zahlreichen kleineren und größeren Oasen in marginalen und medialen Teilen des Ablagerungsraumes
Tieferer Teil des Oberen Buntsandsteins	– Lokal und regional beschränkte Besiedlung des Randgürtels des Beckeninneren Playa-Sees mit Blaugräulalgen – In manchen marginalen Abschnitten des Beckens aufgrund feuchterer Klimaverhältnisse wiederholt regionale und lokale Bodenbildung und stärkerer Pflanzenwuchs – Vegetation mit diversifizierten Mischfloren in flächenhaft ausgedehnter Verbreitung in den randlichen und mittleren Bereichen des Ablagerungsraumes – Häufige bis durchgehende Pedogenese und Bildung dichter Pflanzendecken auf den mit zunehmender Dauer der Sedimentationsunterbrechungen immer ausgeprägter entwickelten Böden

Höherer Teil des Oberen Buntsandsteins	<ul style="list-style-type: none"> – Terrestrische Flora wird durch das vorrückende Röt-Meer auf den Marginalraum des Ablagerungsgebietes zurückgedrängt – Reichhaltige Mischvegetationen mit halophilen und halophoben Pflanzen an trockenen und feuchten Standorten
Systematik: Reptilia, Amphibia, Ichnia Vertebratorum	
Höherer Teil des Untereren Buntsandsteins	<ul style="list-style-type: none"> – Vereinzelte Tetrapoden wandern gelegentlich in die Randzonen des Beckens ein
Tieferer Teil des Mittleren Buntsandsteins	<ul style="list-style-type: none"> – Einzelne bis zahlreiche Reptilien und Amphibien werden in marginalen und medialen Teilen des Ablagerungsgebietes regional heimisch
Höherer Teil des Mittleren Buntsandsteins	<ul style="list-style-type: none"> – Vereinzelte Tetrapoden dringen bis in das Zentrum des Sedimentationsraumes vor
Tieferer Teil des Oberen Buntsandsteins	<ul style="list-style-type: none"> – Der gesamte proximale und mediale Beckenbereich wird zum Lebensraum einer reichen Reptilien- und Amphibien-Fauna
Höherer Teil des Oberen Buntsandsteins	<ul style="list-style-type: none"> – Beschränkung des Tetrapoden-Lebensraumes auf den Marginalgürtel des Beckens durch die vordringende marine Transgression
Systematik: Plantae, Invertebrata, Vertebrata, Ichnia Vertebratorum, Ichnia Invertebratorum	
Unterer Buntsandstein	<ul style="list-style-type: none"> – Im tieferen Teil nur spärliche Besiedlung kleiner und isolierter Bereiche – Im höheren Abschnitt lokal und regional verbreitete Existenz angepaßter Faunen- und Florenelemente – Generell ungünstige und stark eingeschränkte Lebensbedingungen
Mittlerer Buntsandstein	<ul style="list-style-type: none"> – Kontinuierliche Fortsetzung der im höheren Teil des Untereren Buntsandsteins begonnenen Verbesserung der Umweltverhältnisse, begleitet von einer Zunahme des Artenspektrums von Pflanzen- und Tierwelt – Im höheren Abschnitt erhebliche Steigerung der Entfaltung von Flora und Fauna – Am Ende in vielen Arealen des Beckens lokal diversifiziertes und regional verbreitetes Leben in teilweise reichen Populationen – Die günstigen Besiedlungsmöglichkeiten bleiben noch auf größere Teile des Ablagerungsraumes begrenzt, welche von spärlich kolonisierten Bereichen getrennt werden
Oberer Buntsandstein	<ul style="list-style-type: none"> – Großflächige Ausdehnung in teilweise zusammenhängenden Räumen der am Dach des Mittleren Buntsandsteins noch regional beschränkten Fauna und Flora in den Randgebieten des Beckens am Anfang des Oberen Buntsandsteins – Im zentralen Teil des Ablagerungsraumes lebensfeindliche Bedingungen im übersalzenen Binnenmeer im tieferen Abschnitt – Kulmination der Verbreitung und Diversifikation der Lebewelt sowohl im kontinentalen Milieu als auch im ozeanischen Environment im höheren Teil – Zum Dach des Buntsandsteins hin wird die terrestrische Pflanzen- und Tierassoziation zunehmend durch die marine Faunengemeinschaft ersetzt – Am Übergang zum nahezu rein ozeanischen Muschelkalk zieht sich die kontinentale Lebewelt auf den schmalen, vermutlich diskontinuierlichen Randstreifen des Beckens zurück oder verschwindet völlig aus dem Ablagerungsraum

Literatur

- BACKHAUS, E. (1974): Limnische und fluviatile Sedimentation im südwestdeutschen Buntsandstein. – *Geol. Rdsch.*, **63**: 925–942; Stuttgart.
- BACKHAUS, E. (1980): Zu Fragen der Nomenklatur und der Gliederung nach Formationen im Rotliegenden, Zechstein und Buntsandstein. – *Newsl. Stratigr.*, **9**: 105–113; Berlin, Stuttgart.
- BOIGK, H. (1959): Zur Gliederung und Fazies des Buntsandsteins zwischen Harz und Emsland. – *Geol. Jb.*, **76**: 595–636; Hannover.
- CLEMMENSEN, L. B. (1979): Triassic lacustrine red-beds and paleoclimate: The „Buntsandstein“ of Helgoland and the Malmros Klint Member of East Greenland. – *Geol. Rdsch.*, **68**: 748–774; Stuttgart.
- DACHROTH, W. (1972): Der Obere Buntsandstein im Saarland. – *Oberrhein. geol. Abh.*, **21**: 117–144; Karlsruhe.
- DUPHORN, K., GAERTNER, H. R. v., GANNS, D., GRAHLE, H. O., REUM, H. & ROHDE, P. (1971): Geologische Karte von Mitteleuropa 1: 2 000 000; Hannover.
- DURAND, M. (1978): Paléocourants et reconstitution paléogéographique. L'exemple du Buntsandstein des Vosges méridionales (Trias inférieur et moyen continental). – *Sci. Terre*, **22**: 301–390; Nancy.
- FAIRBRIDGE, R. W. (1967): Phases of diagenesis and authigenesis. – In: LARSEN, G. & CHILINGAR, G. V. (eds.), *Diagenesis in sediments; Developm. Sedim.*, **8**: 21–89; Amsterdam.
- FÜCHTBAUER, H. (1967): Der Einfluß des Ablagerungsmilieus auf die Sandstein-Diagenese im Mittleren Buntsandstein. – *Sedim. Geol.*, **1**: 159–179; Amsterdam.
- GALL, J. C. (1971): Faunes et payages des Grès à Voltzia du Nord des Vosges. Essai paléocologique sur le Buntsandstein supérieur. – *Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, **34**: 318 S.; Strasbourg.
- GRADZINSKI, R., GAGOL, J. & SLACZKA, A. (1979): The Tumlin Sandstone (Holy Cross Mts, Central Poland): Lower Triassic deposits of aeolian dunes and interdune areas. – *Acta geol. polon.*, **29**: 151–175; Warschau.
- GRUMBT, E. (1974): Sedimentgefüge im Buntsandstein Südwest- und Südtüringens (Ein Beitrag zur Untersuchung von Rotsedimenten). – *Schriftenr. geol. Wiss.*, **1**: 205 S.; Berlin.
- HOPPE, W. (1976): Die paläogeographisch-faziale Entwicklung im Südtirol des Germanischen Buntsandsteinbeckens. – *Schriftenr. geol. Wiss.*, **6**: 5–62; Berlin.
- KOZUR, H. & SEIDEL, G. (1983): Die Biostratigraphie des Unteren und Mittleren Buntsandsteins des Germanischen Beckens unter besonderer Berücksichtigung der Conchostraken. – *Z. geol. Wiss.*, **11**: 429–464; Berlin.
- LANGBEIN, R. (1975): Petrologische Analyse der Sedimentationsbedingungen im höheren Mittleren Buntsandstein (smd – S) der DDR. – *Chemie d. Erde*, **34**: 85–100; Jena.
- MADER, D. (1980a): Aeolische und fluviatile Sedimentation im Mittleren Buntsandstein der Westeifel. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **160**: 1–41; Stuttgart.
- MADER, D. (1980b): Petrographie und Genese der Bröckelbänke im Oberen Buntsandstein der Westeifel. – *Oberrhein. geol. Abh.*, **29**: 1–28; Karlsruhe.
- MADER, D. (1980c): Paläowindrichtungen und Paläoströmungsrichtungen im Mittleren Buntsandstein der Westeifel. – *Geol. Rdsch.*, **69**: 922–942; Stuttgart.
- MADER, D. (1981a): Fluviatile Sedimentation im Oberen Buntsandstein der Westeifel. – *Z. dt. geol. Ges.*, **132**: 383–420; Hannover.
- MADER, D. (1981b): Aeolische und fluviatile Sedimentation im Mittleren Buntsandstein der Südeifel. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **161**: 354–407; Stuttgart.
- MADER, D. (1981c): Diagenesis of the Buntsandstein (Lower Triassic) in Western Eifel (Germany). – *N. Jb. Miner. Abh.*, **142**: 1–26; Stuttgart.
- MADER, D. (1982a): Sedimentologie und Genese des Buntsandsteins in der Eifel. – *Z. dt. geol. Ges.*, **133**: 257–307; Hannover.
- MADER, D. (1982b): Aeolian sands in continental red beds of the Middle Buntsandstein (Lower Triassic) at the western margin of the German Basin. – *Sedim. Geol.*, **31**: 191–230; Amsterdam.
- MADER, D. (1982c): Genese des mitteleuropäischen Buntsandsteins. Entwicklungsgeschichte einer kontinentalen Rottformation. – *Naturwissenschaften*, **69**: 311–325; Heidelberg.
- MADER, D. (1983a): Aeolische und fluviatile Sedimentation im Mittleren Buntsandstein der Nordeifel. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **165**: 254–302; Stuttgart.
- MADER, D. (1983b): Evolution of fluvial sedimentation in the Buntsandstein (Lower Triassic) of the Eifel (Germany). – *Sedim. Geol.*, **37**: 1–84; Amsterdam.
- MADER, D. (1983c): Aeolian sands terminating an evolution of fluvial depositional environment in Middle Buntsandstein (Lower Triassic) of the Eifel, Federal Republic Germany. – In: BROOKFIELD, M. E. & AHLBRANDT, T. S. (eds.), *Eolian sediments and processes; Developm. Sedim.*, **38**: 583–612; Amsterdam.
- MADER, D. (1983d): Lakustrische Sedimentation im Mittleren Buntsandstein der Südeifel. – *Mainzer geowiss. Mitt.*, **12**: 217–260; Mainz.
- MADER, D. (1983e): Primäre und sekundäre Eisenoxide im Buntsandstein der Westeifel – ein Beitrag zur Genese der Rottfärbung in der germanischen Trias. Teil I. Verteilung der Eisenoxide und Merkmale der Rottfärbung. Teil II. Deutung der Pigmentgenese. – *Z. geol. Wiss.*, **11**: 603–637, 729–767; Berlin.
- MADER, D. (1984a): Fluviatile Sedimentation im Wechsel mit Pedogenese in der Marginalfazies der Zwischenschichten im Oberen Buntsandstein von Luxemburg. – *Oberrhein. geol. Abh.*, **33**: 15–66; Karlsruhe.
- MADER, D. (1984b): Stratigraphische, paläogeographische und paläökologische Signifikanz der Fossilien im mitteleuropäischen Buntsandstein. – *Zbl. Geol. Paläont. Teil I*, **1983**: 1165–1217; Stuttgart.
- MADER, D. (1984c): Depositional environment, palaeogeography and cartographic representation of the Buntsandstein in the Mid-European Triassic Basin. – In: LÜTTIG, G. (Editor), *Europe on the geological map. Proceed. Third Meeting Europ. Geol. Soc.*, im Druck; Stuttgart (Schweizerbart).
- MADER, D. (1984d): Entstehung der fluviatilen Sedimente in der grobklastischen Marginalfazies im Oberen Buntsandstein von Luxemburg. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, **168**: 23–86; Stuttgart.
- MADER, D. (1985a): Polyzyklische Evolution der fluviatilen Sedimentation im Mittleren Buntsandstein von Oberfranken (Ostbayern). – In: MADER, D. (Editor), *Beiträge zur Genese des germanischen Buntsandsteins*. 481–540; Hannover (Sedimo).
- MADER, D. (1985b): Diversifikation der fluviatilen Rinnenablagerung und Überflutungsebenensedimentation im Mittleren Buntsandstein von Oberfranken (Ostbayern). – In: MADER, D. (Editor), *Beiträge zur Genese des germanischen Buntsandsteins*. 141–222; Hannover (Sedimo).
- MADER, D. (1985c): Entstehung der Geröllschleier (Lesedekken) im Mittleren Buntsandstein von Oberfranken (Ostbayern).

- ern). – In: MADER, D. (Editor), Beiträge zur Genese des germanischen Buntsandsteins. 223–252; Hannover (Sedimo).
- MADER, D. (1985d): Depositional mechanisms controlling formation of coarse fluvial conglomerates in Lower Triassic continental red beds of Middle Europe. – In: MADER, D. (Editor), Aspects of fluvial sedimentation in the Lower Triassic Buntsandstein of Europe. Lecture Notes in Earth Sciences, **4**: 251–280; Berlin/Heidelberg/New York/Tokio (Springer).
- MADER, D. (1985e): Entstehung der grobklastischen fluviatilen Sedimente im Mittleren Buntsandstein der Nordeifel. Teil I. Aufbau der fluviatilen Kleinzyklen und Sedimentationsablauf in der Nordeifel. Teil II. Komparative Sedimentologie petrofaziell und lithogenetisch ähnlicher grobklastischer Alluvialsequenzen. – In: MADER, D. (Editor), Beiträge zur Genese des germanischen Buntsandsteins. 255–326, 327–386; Hannover (Sedimo).
- MADER, D. (1985f): Violette Horizonte und Bröckelbänke als Indikatoren fluviatiler Sedimentation im Unteren Muschelkalk (Muschelsandstein-Fazies) im Westteil von Luxemburg. – In: MADER, D. (Editor), Beiträge zur Genese des germanischen Buntsandsteins. 387–478; Hannover (Sedimo).
- MADER, D. (1985g): Paläogeographie und Genese des Buntsandsteins im Mitteleuropäischen Triasbecken. – In: MADER, D. (Editor), Beiträge zur Genese des germanischen Buntsandsteins. 23–138; Hannover (Sedimo).
- MADER, D. & KARS, H. (1985): Provenance determination of Buntsandstein artefacts from Early-Medieval Dorestad (The Netherlands) trading site: an example of the significance of geological-mineralogical analysis in archaeology. – In: MADER, D. (Editor), Aspects of fluvial sedimentation in the Lower Triassic of Europe. Lecture Notes in Earth Sciences, **4**: 591–624; Berlin/Heidelberg/New York/Tokio (Springer).
- MADER, D. & TEYSEN, T. (1985): Palaeoenvironmental interpretation of fluvial red beds by statistical analysis of palaeocurrent data: examples from the Buntsandstein (Lower Triassic) of Eifel and Bavaria in the German Basin (Middle Europe). – Sedim. Geol., **41**: 1–74; Amsterdam.
- MADER, D. & YARDLEY, M. J. (1985): Migration, modification and merging in aeolian systems and the significance of the depositional mechanisms in Permian and Triassic dune sands of Europe and North America. – Sedim. Geol., **43**: 85–218; Amsterdam.
- MADER, D. & WANG, Z. (1985): Palaeoecology of the lycopod *Pleuromeia* in Lower Triassic continental red beds of Middle Europe and China. – Zum Druck eingereicht.
- ORTLAM, D. (1967): Fossile Böden als Leithorizonte für die Gliederung des höheren Buntsandsteins im nördlichen Schwarzwald und südlichen Odenwald. – Geol. Jb., **84**: 485–590; Hannover.
- ORTLAM, D. (1974): Inhalt und Bedeutung fossiler Bodenkomplexe in Perm und Trias von Mitteleuropa. – Geol. Rdsch., **63**: 850–884; Stuttgart.
- ORTLAM, D. (1980): Erkennung und Bedeutung fossiler Bodenkomplexe in Locker- und Festgesteinen. – Geol. Rdsch., **69**: 581–593; Stuttgart.
- PAUL, J. (1982): Der Untere Buntsandstein des Germanischen Beckens. – Geol. Rdsch., **71**: 795–811; Stuttgart.
- RICHTER-BERNBURG, G. (1974): Stratigraphische Synopsis des deutschen Buntsandsteins. – Geol. Jb., **A 25**: 127–132; Hannover.
- TIETZE, K. W. (1982): Zur Geometrie einiger Flüsse im Mittleren Buntsandstein (Trias). – Geol. Rdsch., **71**: 813–828; Stuttgart.
- ZIEGLER, P. A. (1982): Geological atlas of Western and Central Europe. – 130 S.; Shell Internationale Petroleum Maatschap- pij B. V., Den Haag (Vertrieb durch Elsevier, Amsterdam).
- Zusammenfassende Darstellungen der umfangreichen Literatur finden sich in:
- MADER, D. (1985): Beiträge zur Genese des germanischen Buntsandsteins. – 630 + 10 S., 120 + 6 Abb., 21 Tab.; Hannover (Sedimo).
- MADER, D. (1985): Aspects of fluvial sedimentation in the Lower Triassic Buntsandstein of Europe. – Lecture Notes in Earth Sciences, **4**: 626 + 8 S., 144 Abb., 32 Tab., 29 Taf.; Berlin/Heidelberg/New York/Tokio (Springer).