MASTER

DGMK
Forschungsbericht
546

Faziesarchitektur fossiler arid-klastischer Ablagerungsräume als Rotliegend-Reservoiranalog

- Literaturstudie -

Deutsche Wissenschaftliche Gesellschaft
für Erdöl, Erdgas und Kohle e.V.

Das diesem DGMK-Forschungsbericht zugrundeliegende Vorhaben wurde aus Mitteln der deutschen Erdöl- und Erdgasgewinnungsindustrie gefördert.

Die DGMK und die Bearbeiter haben das Vorhaben mit wissenschaftlicher Genauigkeit und Sorgfalt durchgeführt. Es wird keine Gewähr für die Anwendbarkeit der in diesem Bericht mitgeteilten Ergebnisse übernommen.

Alle Rechte, auch die der Übersetzung, des auszugsweisen Nachdrucks, der Herstellung von Mikrofilmen und der fotomechanischen Wiedergabe, nur mit ausdrücklicher schriftlicher Genehmigung der DGMK

All rights reserved. No part of this publication may be reproduced, stored in a retrieval system, or transmitted in any form or by any means, electronic, mechanical, photocopying, recording, or otherwise, without the prior written permission of DGMK

Als Manuskript gedruckt.

ISSN 0937-9762
ISBN 3-931850-63-3

Preis: EUR 100,00
(DGMK-Mitglieder: EUR 50,00)
zuzügl. ges. MwSt.

Verbreitung und Verkauf nur durch:

Deutsche Wissenschaftliche Gesellschaft
für Erdöl, Erdgas und Kohle e.V.

Kapstadtring 2, 22297 Hamburg
Postfach 60 05 49, 22205 Hamburg
Telefon: (040) 63 90 04-21/22
Telefax: (040) 63 00 736
Bankverbindung:
Dresdner Bank AG, Hamburg, Konto 9 085 166 00
(BLZ 200 800 00)

Amtsgericht Hamburg 69 VR 6898

KS002518164
R: KS
DE013606612

Deutsche Wissenschaftliche Gesellschaft
für Erdöl, Erdgas und Kohle e.V.

DE013606612

DE00G0102

DGMK-Forschungsbericht 546

Faziesarchitektur fossiler arid-klastischer Ablagerungsräume als Rotliegend-Reservoiranalog - Literaturstudie -

Kurzfassung

Im Rahmen dieses DGMK Forschungsvorhabens wurde eine Literaturstudie durchgeführt, welche die Faziesarchitektur fossiler arid-klastischer Sedimente darstellt und auf ihre Eignung als Rotliegend-Reservoiranalog untersucht. Die vorliegende Dokumentation stellt verschiedene mögliche Analoge und Fallbeispiele dar, wobei drei Abfolgen als besonders geeignet erscheinen. Es wurden Kriterien erarbeitet, die relevante Kontrollfaktoren qualifizieren, um einen Vergleich verschiedener arid-klastischer Sedimentationsräume zu ermöglichen. Die Bandbreite der Darstellung möglicher Analoge umfaßt das gesamte Spektrum vom Gefügemaßstab bis hin zu genetischen Einheiten und beleuchtet die jeweiligen Steuerungsfaktoren der Ablagerung. Der eigentlichen Dokumentation wurde eine umfassende Einleitung vorangestellt, welche in die Thematik einführt und Zusammenhänge zwischen primärem Sedimentgefüge und petrophysikalischen Eigenschaften darstellt.

Berichtsumfang:	146 S., 70 Abb., 1 Tab.
Laufzeit des Projektes:	01.06.1998 – 30.11.1998
Forschungsstelle:	Geologisches Institut der Universität Bonn
Projektbearbeiter:	Dipl.-Geol. A. Irmen
Projektbegleitung:	Dr. R. Gast, BEB Erdgas und Erdöl GmbH, Hannover Dr. H. Heymann, Mobil Erdgas-Erdöl GmbH, Celle Dr. B. Klug/Dr. J. Schmitz, Preussag Energie GmbH, Lingen Dipl.-Geophys. W. Apel/Dr. W. M. Schneider, RWE-DEA AG, Hamburg Dr. P. Gralla, Veba Oil & Gas GmbH, Essen Dr. P. Eisenach, Wintershall AG, Kassel
Projektkoordination:	Dr. I. Winter, DGMK, Hamburg
DGMK-Fachbereich:	Aufsuchung und Gewinnung
Veröffentlichung:	August 1999

DISCLAIMER

Portions of this document may be illegible in electronic image products. Images are produced from the best available original document.

Deutsche Wissenschaftliche Gesellschaft
für Erdöl, Erdgas und Kohle e.V.

DGMK-Research Report 546

Facies-architecture of fossil arid siliciclastic depositional systems as outcrop analogue for Rotliegend reservoirs - Literature study -

Abstract

In this project a literature-based study was carried out in order to document the facies-architecture of siliciclastic sediments from arid environments and to investigate their suitability as outcrop-analogues for the strata of the Southern Permian Basin. The report resulting from this investigation presents possible analogues and case-studies. Three Formations (Flechtingen Sandstone, Corrie Sandstone and Cedar Mesa Sandstone of the Cutler Group) are especially well suited to serve as outcrop analogue for the "Rotliegend" Sediments of the Southern Permian Basin. Possible analogues are documented at various scales, ranging from bed-scale to formation scale. Also, special attention was paid to general trends and what factors control them. To make a comparison of Formations from different settings possible, criteria were elaborated to qualify the relevant controlling factors. The catalog itself is preceded by a comprehensive preface, that introduces to the subject and points out the connection between the primary sediment fabric and its petrophysical properties.

Length of report:	146 pages, 70 figures, 1 appendix
Duration of Project:	01.06.1998 – 30.11.1998
Research Institute:	Geologisches Institut der Universität Bonn
Author:	Dipl.-Geol. A. Irmen
Project Advisors:	Dr. R. Gast, BEB Erdgas und Erdöl GmbH, Hannover Dr. H. Heymann, Mobil Erdgas-Erdöl GmbH, Celle Dr. B. Klug/Dr. J. Schmitz, Preussag Energie GmbH, Lingen Dipl.-Geophys. W. Apel/Dr. W. M. Schneider, RWE-DEA AG, Hamburg Dr. P. Gralla, Veba Oil & Gas GmbH, Essen Dr. P. Eisenach, Wintershall AG, Kassel
Project Coordination:	Dr. I. Winter, DGMK, Hamburg
DGMK-Division:	Exploration and Production
Published:	August 1999

Zusammenfassung

Das Ziel dieser halbjährigen Literaturstudie war eine Bestandsaufnahme und Sichtung aller Literaturquellen, die mögliche Aufschlußanalogien für die alluvial/fluviatilen und äolischen Sedimente der Dethlingen-, Mirow- und Parchim-Formation im südlichen Norddeutschen Becken beschreiben. Die erfaßte und dargestellte Bandbreite der Daten soll im Idealfall das gesamte Spektrum vom Gefügemaßstab bis hin zu größeren genetischen Einheiten erfassen. Der Schwerpunkt lag auf der Darstellung der Faziesarchitektur sowie eventueller Zyklizitäten und deren Steuerungsmechanismen. Ein weiterer Gesichtspunkt bei der Datenauswahl war die Möglichkeit einer anschließenden, zweiten Phase der Untersuchung, bei der ein besonders geeignetes Analog detailliert untersucht und petrophysikalisch beprobt werden soll.

Neben der "klassischen" Literaturrecherche wurden auch elekronische Datenbanken in das Vorhaben einbezogen. Dazu zählten neben dem bekannten *GeoRef* und *Dissertation Abstracts* auch die Datenbanken einzelner Forschungsinstitute, die sich mit relevanten Fragestellungen beschäftigen (z. B. "Reservoir Characterisation Project" der Colorado School of Mines). Die Ergebnisse dieser Recherche wurden in einer über 4000 Einträge beinhaltenden Datenbank zusammengefaßt. Die mit Schlüsselbegriffen indizierten Literaturzitate (teilweise mit Abstract) decken folgende Themenbereiche ab: Aufschlußanaloge allgemein; Sedimentation in ariden Ablagerungsräumen und deren Fallbeispiele sowie "Rotliegend". Der Bericht wurde in drei Teile untergliedert, die folgende Themenbereiche behandeln:

Teil 1: Grundlagen.

Ergänzend zur ursprünglichen Konzeption wurde dieser Teil aufgenommen, um die im Bericht laufend verwendeten Definitionen kurz zu klären bzw. zu erklären. Der Grund dafür war, unnötige Wiederholungen bei der Beschreibung der potentiellen Analoge zu vermeiden und den Bericht für Teams, denen auch Nicht-Geowissenschaftler angehören, verständlicher zu machen. Der erste Teil zeigt ferner einige der generelle Konsequenzen, die sich aus der inhärenten Heterogenität äolischer Speicher für die Porositäts/Permeabilitätsverteilung ergeben.

Teil 2: Kontrollfaktoren und Vergleichskriterien.

Der Zweck dieses Teils des Berichts ist es, Kriterien darzustellen, anhand derer der Vergleich der potentiellen Analoge mit den Gegebenheiten des Norddeutschen Rotliegend erfolgen kann. Der einfachste Weg wäre sicherlich der Vergleich der vorkommenden Lithofaziestypen und der Faziesarchitektur. Doch diese beiden Größen sind im Fall des Norddeutschen Rotliegend nicht in dem Maß bekannt, das wünschenswert wäre. Deshalb, und auch um der Gefahr von Zirkelschlüssen vorzubeugen, wurden Kriterien aufgestellt, mit denen sich für die Faziesarchitektur wichtige Parameter qualifizieren lassen.

Teil 3: Aufschlußanaloge.

Der letzte Abschnitt des Berichts die enthält die Darstellung potentieller Aufschlußanaloge sowie eine Bewertung ihrer jeweiligen Eignung. Besonderer Wert wurde hierbei auf die Herausarbeitung von generalisierbaren Eigenschaften des jeweiligen Analogs sowie auf eventuelle Zyklizitäten und deren Steuerungsfaktoren gelegt. Als am besten geeignete Aufschlußanaloge für das Rotliegend des Norddeutschen Beckens werden die Ablagerungen des Oberrotliegend der Flechtinger Scholle, der permische Corrie Sandstone (Isle of Arran; Schottland) und die Sedimente der ebenfalls permischen Cutler Group (Colorado Plateau, USA) erachtet.

Die folgende Tabelle zeigt kurz die Vor- und Nachteile dieser möglichen Analoge:

Einheit	"Pro"	"Kontra"
Corrie Sandstone (Perm); Schottland	Gute Übereinstimmung relevanter Kontrollfaktoren	Möglicherweise Einschränkungen durch "zweidimensionale" Aufschlüsse
Cutler Group (Perm); Colorado Plateau/USA	Exzellente Aufschlußqualität, sehr gute Dokumentation	Teilweise vom Südlichen Permbecken abweichende Beckencharakteristika
Oberrotliegend der Flechtinger Scholle (Perm); Sachsen-Anhalt	Sehr gute Übereinstimmung relevanter Kontrollfaktoren, kostengünstig durch räumliche Nähe	Geringe laterale Kontinuität der Aufschlüsse

Summary

The aim of this study was the screening and evaluation of all available publications, which contain information about possible rock-record analogues for the strata of the Southern Permian basin. In an ideal case, the bandwidth of documented data covers the entire spectrum from graincsale up to formation scale. Whenever possible, the facies-architecture of individual formations and the controlling factors responsible for their generation were presented in detail. Besides the comparability, attention was also paid to the accessibility of possible analogues, since in a second step following the initial research presented herein, a detailed field study will be conducted on an especially well-suited rock-record analogue.

Corresponding to the "classical" literature review, a search of various computer-generated databases was conducted. Besides the well-know *GeoRef* and *Dissertation Abstracts*, databases of individual Institutions conducting research in relevant fields proved to be very helpful (e. g. the Reservoir Characterization Project by the Colorado School of Mines). The results of the combined researches yielded a new database with more than 4000 entries. These entries were indexed with relevant keywords and include the following fields of interest: outcrop analogues in general, sedimentology of arid siliciclastic environments (including several case studies) and "Rotliegend". The actual report, which is supplemented by the database, was divided into three individual chapters that cover different aspects:

Part 1: Introduction

In addition to the actual literature study, this part was integrated into the report to explain some general consequences for fluid-flow in aeolian reservoirs, which stem from the inherent heterogeneity of those systems. This part also serves as glossary for some frequently used terms, with the additional benefit of making the entire report more readable to non-geoscientists.

Part 2: Controlling factors

The intention of this part is to work out criteria suitable for the comparison of potential rock-record analogues and the strata of the Southern Permian Basin. The easiest approach certainly would be the direct comparison of the different inventory of lithofacies and facies architecture. Besides the fact that this approach oversimplifies the complexity of a depositional system, it is also precluded by the available data, which by far do not have the desirable coverage. For this reason, and also to avoid the danger of circular reasoning, a suite of criteria was developed which allow for a qualitative comparison of different successions from arid siliciclastic environments.

Part 3: Outcrop analogues.

The last part of this report documents potential outcrop-analogues for the strata of the Southern Permian Basin. In addition, selected case studies, which show aspects of arid siliciclastic systems that are of general interest, are presented. According to the criteria developed in Chapter 2, a rating-system was used to allow for an easy comparison of the different formations and their value as an outcrop analogue. Three formations (all of Permian age) appear to be especially suitable for this purpose: Sediments of the Flechting High in Eastern Germany, the Corrie Sandstone from the Isle of Arran (Scotland) and Formations from the Cutler Group of southeastern Utah. Each of those has advantages and disadvantages, which are summarized in the table below:

Unit	"Pro"	"Contra"
Corrie Sandstone (Permian); Scotland	Good match of all important controlling factors	Outcrops are laterally not very persistent and located along a shoreline with high tidal range
Cutler Group (Permian); Colorado Plateau/USA	Excellent and laterally persistent outcrops, well documented	Tectonic framework and basin characteristics do not ideally correspond to the respective aspects of the Southern Permian Basin
Rotliegend of Flechting High Sachsen-Anhalt, Germany	Very good match of all important controll factors; cost-effective because of its nearby location	Outcrops are laterally not very persistent and essentially "two-dimensional"

Inhalt

Teil1: Grundlagen

1.1 Transport in äolischen Deposystemen 5
1.1.1 Saltation 5
1.1.2 Rollend-kriechende Bodenfracht 5
1.1.3 Suspensionsfracht 7
1.2 Ablagerungsprozesse in äolischen Deposystemen 7
1.2.1 Grainfall 7
1.2.2 Grainflow 9
1.2.3 Adhäsion 11
1.2.4 Windrippel 11
1.2.5 "Granule ripples" 13
1.2.5 "Horizontale Schichtung" 13
1.2.6 Bounding Surfaces 14
1.2.7 Deflationsflächen und "Super Surfaces" 15
1.3 Äolische Faziesbereiche 17
1.3.1 Dünen-Fazies 18
1.3.2 Interdune-Fazies 20
1.3.2.1 Trocken 20
1.3.2.2 Feucht oder Naß 20
1.3.2.3 Evaporitisch 20
1.3.3 "Sandsheet"-Fazies 21
1.4 Modell zur zyklischen Entwicklung fluviatil/äolischer Systeme 21
1.5 Heterogenität von Reservoiren in äolischen Sedimenten; Qualitaitive Überlegungen 24
1.5.1 Einleitung 24
1.5.2 Zusammenhang zwischen Sedimentationseinheiten und fluid-flow 25
1.6 Zitierte Literatur 34

Teil 2: Kontrollfaktoren und Verleichskriterien

2.1 Kontrollfaktoren der Erg-Bildung und Erstellung von Vergleichskriterien 37
2.1.1 Art der "Sandfalle" 37
2.1.2 Entfernung vom Liefergebiet 38
2.1.3 Position in Relation zur Küste 39
2.1.4 Prozeß der Sandkonzentration 39
2.1.5 Geotektonische und stratigraphische Position 40
2.2 "Klassifikation" von Dethlingen-, Mirow- und Parchim-Formation 42
2.2.1 Binnen- oder Küstenwüste ? 42
2.2.2 Die Sandfalle 42
2.2.3 Art der Sandanreicherung 42
2.2.4 Heterogenitätselemente 43
2.2.5 Mögliche Dünentypen 43

2.3 Mögliche Steuerungsfaktoren der Sedimentation 45
2.3.1 Klimatische Steuerung 45
2.3.2 Tektonische Steuerung 47
2.4 Zitierte Literatur 48

Teil 3: Aufschlußanaloge

3.1 Einleitung 50
3.2 Yellow Sands (Perm), NE-England) 53
3.2.1 Einleitung 53
3.2.2 Heterogenitätselemente 53
3.2.2.1 Draa-Element 54
3.2.2.2 Interdraa-Element 55
3.2.3 Interpretation 56
3.2.4 Eignung als Aufschlußanalog 56
3.2.5 Zitierte Literatur 59
3.3 Corrie Sandstone und Brodick Beds (Perm); Arran (Schottland) 60
3.3.1 Einleitung 60
3.3.2 Heterogenitätselemente 61
3.3.2.1 Extra-Erg 61
3.3.2.2 Erg 62
Dünen-Element 62
Interdune-Element 63
3.3.3 Interpretation 63
Dünentypen 63
Beckenrandfazies 64
Beckenfazies 64
3.3.4 Aufschlußverhältnisse 64
3.3.5 Beurteilung der Eignung als Aufschlußanalog 65
3.3.6 Zitierte Literatur 69
3.4 Cedar Mesa Sandstone, Cutler Group, Perm (Colorado Plateau/USA) 70
3.4.1 Einleitung und Geologischer Rahmen 70
3.4.2 Heterogenitätselemente 71
3.4.2.1 Extra-Erg Element 71
Flood Surfaces 75
Andere Extra-Erg Elemente 76
3.4.2.2 Erg-Element 76
3.4.3 Interpretation 78
Entstehung der Flood Surfaces 78
3.4.4 Aufschlußverhältnisse 79
3.4.5 Eignung als Aufschlußanalog 79
3.4.6 Zitierte Literatur 79
3.5 Schnebly Hill Formation, Unteres Perm, Arizona 81
3.5.1 Einleitung 81

3.5.2 Heterogenitätselemente 82
3.5.2.1 Extra-Erg 82
3.5.2.2 Erg 82
3.5.3 Ablagerungsgeschichte 83
3.5.4 Aufschlußverhältnisse 83
3.5.5 Eignung als Aufschlußanalog 83
3.5.6 Zitierte Literatur 86
3.6 Übergangsbereich zwischen Navajo Sandstone und Kayenta Formation (Unterjura; Arizona/USA) 87
3.6.1 Einleitung 87
3.6.2 Heterogenitätselemente 88
3.6.2.1 Erg 88
Düne 88
Dry Interdune 89
Flooded Interdune 89
3.6.2.2 Extra Erg 89
Sandige Fazies 89
Siltige Fazies 91
3.6.3 Interpretation 91
3.6.4 Aufschlußverhältnisse 92
3.6.5 Eignung als Aufschlußanalog 92
3.6.6 Zitierte Literatur 94
3.7 Entrada Sandstone, Jura, Utah; USA 95
3.7.1 Einleitung 95
3.7.2 Heterogenitätselemente 96
3.7.2.1 Erg-Element 96
Interdune 96
3.7.3 Interpretation 97
3.7.4 Aufschlußverhältnisse 98
3.7.5 Eignung als Aufschlußanalog 98
3.7.6 Zitierte Literatur 101
3.8 Page Sandstone (Jura); Arizona, (USA) 102
3.8.1 Einführung 102
3.8.2 Heterogenitätselemente 104
3.8.2.1 Super Surfaces 104
3.8.2.2 Extra-Erg 104
3.8.2.3 Erg 104
3.8.3 Interpretation 105
3.8.4 Aufschlußverhältnisse 106
3.8.5 Eignung als Aufschlußanalog 106
3.8.6 Zitierte Literatur 113
3.9 Mögliche Aufschlußanaloge mit geringer Dokumentationsdichte 115
3.9.1 Oberrotliegend II der Flechtinger Scholle (Sachsen-Anhalt) 115

3.9.1.1 Einleitung 115
3.9.1.2 Beschreibung und Interpretation 116
Erxleben Formation 116
Flechtinger Bausandstein 116
Eisleben Formation 117
3.9.1.3 Eignung als Aufschlußanalog 119
3.9.2 "Locharbriggs Sandstone" (Unterperm), Solvay Firth, Südschottland 123
3.9.2.1 Einleitung 123
3.9.2.2 Beschreibung und Interpretation 123
3.9.2.3 Eignung als Aufschlußanalog 124
3.9.3 Dawlish Sands (Unterperm, "New Red Sandstone"), South Devon, SW-England . 126
3.9.3.1 Einleitung 126
3.9.3.2 Beschreibung und Interpretation 126
3.9.3.3 Eignung als Aufschlußanalog 127
3.9.4 Exmouth Formation (Oberperm, "New Red Sandstone"), South Devon, SW-England 127
3.9.4.1 Einleitung 127
3.9.4.2 Beschreibung und Interpretation 127
3.9.5 Mittlerer Buntsandstein ("Karlstal Schichten"),Trias, Eifel 128
3.9.5.1 Einleitung 128
3.9.5.2 Beschreibung und Interpretation 129
3.9.5.3 Eignung als Aufschlußanalog 130
3.9.6 Helsby Formation, (Untere Trias); Chesire Basin, England 132
3.9.6.1 Einleitung 132
3.9.6.2 Beschreibung und Interpretation 132
3.9.6.3 Eignung als Aufschlußanalog 133
3.9.7 Gipsdalen Formation (Mitteltrias), Scoresby Land, Ost-Grönland 135
3.9.7.1 Einleitung 135
3.9.7.2 Beschreibung und Interpretation 135
3.9.7.3 Eignung als Auschlußanalog 137
3.9.8 Zitierte Literatur 138
3.10 Als Aufschlußanalog ungeeignete Abfolgen 140
3.10.1 Tensleep Formation (Pennsylvanian); Wyoming, USA 140
3.10.2 White Rim Sandstone (Perm); Colorado Plateau, USA 141
3.10.3 Kreuznacher Sandstein (Rotliegend); Saar-Nahe Becken und Wittlicher Senke.. 141
3.10.4 Mahadeva Formation (Trias); Bihar, Indien 142
3.10.5 Mittlerer Buntsandstein (Trias); Helgoland 142
3.10.6 Zitierte Literatur 143
3.11 Zusammenfassung und Ausblick 145

1.1 Transport in äolischen Deposystemen

1.1.1 Saltation

Der Prozeß der Saltation (Abb. 1.1) hat den bei weitem größten Anteil am äolischen Sedimenttransport. Zahlreiche experimentelle und empirische Untersuchungen (z. B. Rumpel, 1985; Ungar & Haff, 1987) beschäftigten sich mit den physikalischen Grundlagen dieses Prozesses, ohne diese jedoch völlig klären zu können. Vereinfacht ausgedrückt, bewegen sich die Körner bei diesem Transportprozeß auf ballistischen Flugbahnen; initiiert wird die Bewegung durch den Bernoulli-Effekt – d. h. der aerodynamische Auftrieb wird durch einen Unterdruck an der Kornoberseite hervorgerufen. Einmal in Bewegung, verursacht die Energieverminderung durch Luftwiderstand und Gravitation die ballistische Flugbahn. Schlägt ein so transportiertes Korn auf ein anderes Sandkorn auf, bewirkt seine kinetische Energie eine Änderung des Energiezustandes des liegenden Korns und trägt zu dessen Auftrieb bei. Nach der ursprünglichen Initiierung es Prozesses kommt also eine Art Kettenreaktion in Gang, die solange anhält, wie es die Windenergie zuläßt. Der Prozeß der Saltation ist um so effektiver, je härter die Oberfläche ist, auf welche die Körner auftreffen; lockerer Sand "schluckt" einen großen Teil der kinetischen Energie (Bagnold, 1941). Körner geringer Größe (Silt und Ton) sowie Partikel größer als Grobsand werden normalerweise nicht saltativ bewegt.

1.1.2 Rollend-kriechende Bodenfracht

Körner, die zu groß sind um saltativ bewegt zu werden, werden trotzdem durch einschlagende Partikel oder Wind kurzfristig in eine rollende Bewegung versetzt (Abb.1.1). Häufig bleiben diese Körner auf Deflationsflächen zurück; kleinere Partikel werden "ausgeblasen". Da andererseits feine Partikel im Lee von gröberen Körnern sowie unter diesen vor Abtragung geschützt sind, zeigen die "lags" auf Deflationsflächen oft eine bimodale Sortierung (Folk, 1971).

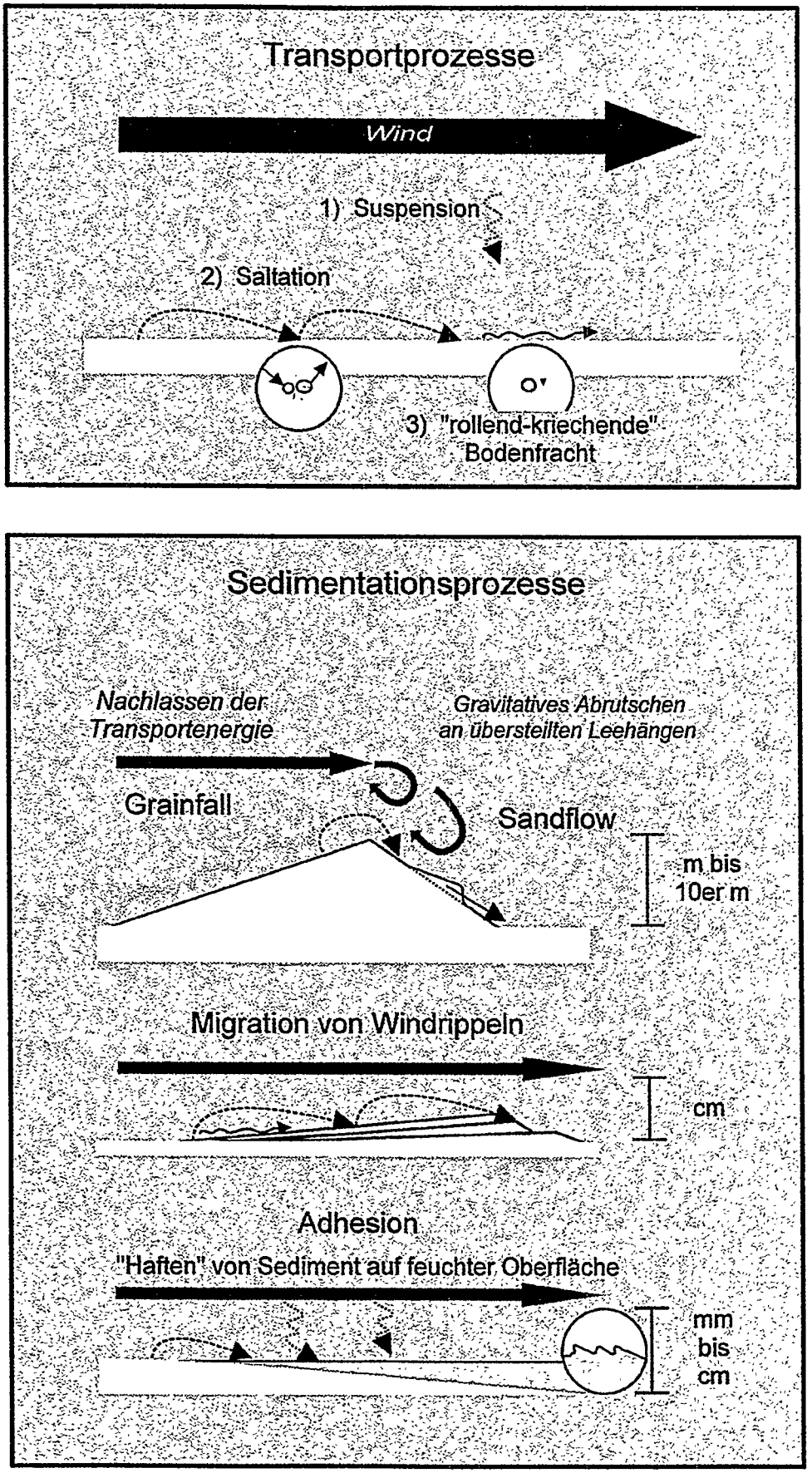


Abb. 1.1: Transport- und Sedimentationsprozesse in äolischen Sedimenten

1.1.3 Suspensionsfracht

Suspension spielt, aufgrund der um ein vielfaches geringeren Dichte von Luft im Vergleich zu Wasser, eine nur untergeordnete Rolle als Transportprozeß. Auch Tonpartikel, die eigentlich leicht transportiert werden sollten, sind im trockenen Milieu durch die fehlende Hydrathülle meist zu stark aneinander gebunden. Sind allerdings feine Partikel einmal in Suspension, so ist ihre Transportweite beträchtlich.

1.2 Ablagerungsprozesse in äolischen Deposystemen

1.2.1 Grainfall

Sinkt die Transportenergie des Windes unter den Schwellenwert, der für den Transport (saltativ oder in Suspension) eines Korns notwendig ist, fällt das Korn zu Boden ("grainfall"). Dieser Energieverlust kann verschiedene Ursachen haben. Zum einen ist Wind inhärent böig, d. h. seine Geschwindigkeit (und damit Transportleistung) steigt schnell an, erreicht ein Maximum, und sinkt dann wieder ab. Die nicht weiter transportierten Körner bleiben liegen, wenn die darauffolgenden Böen eine geringere Transportleistung haben, oder sie werden von stärkeren Böen wieder transportiert. So werden also im Mittel in äolischen Systemen ständig Grainfall-Schichten abgelagert, deren Mächtigkeit meist allerdings nur wenige Körner beträgt.

Weitaus wichtiger ist das Nachlassen der Transportenergie im Leeschatten von Hindernissen, z. B. von Dünen, Vegetation, Salzkrusten oder anderen Unebenheiten der Oberfläche (Abb. 1.1). Die Grundlage hier ist die Aufspaltung des einheitlichen und unidirektionalen "Windflusses" in mehrere, unterschiedlich gerichtete Strömungen und Wirbel im Windschatten des Hindernisses; besonders effektiv ist diese "flow-separation" im Leeschatten von Dünen.

Durch Grainfall entstandene Schichten haben parallele Ober- und Untergrenzen. Dies bedeutet, daß sie auf ebenem Untergrund weit durchhaltende, tabulare Körper sehr geringer Mächtigkeit bilden, während sich andererseits Unebenheiten durch einzelne dünne Grainfall-Schichten durchpausen.

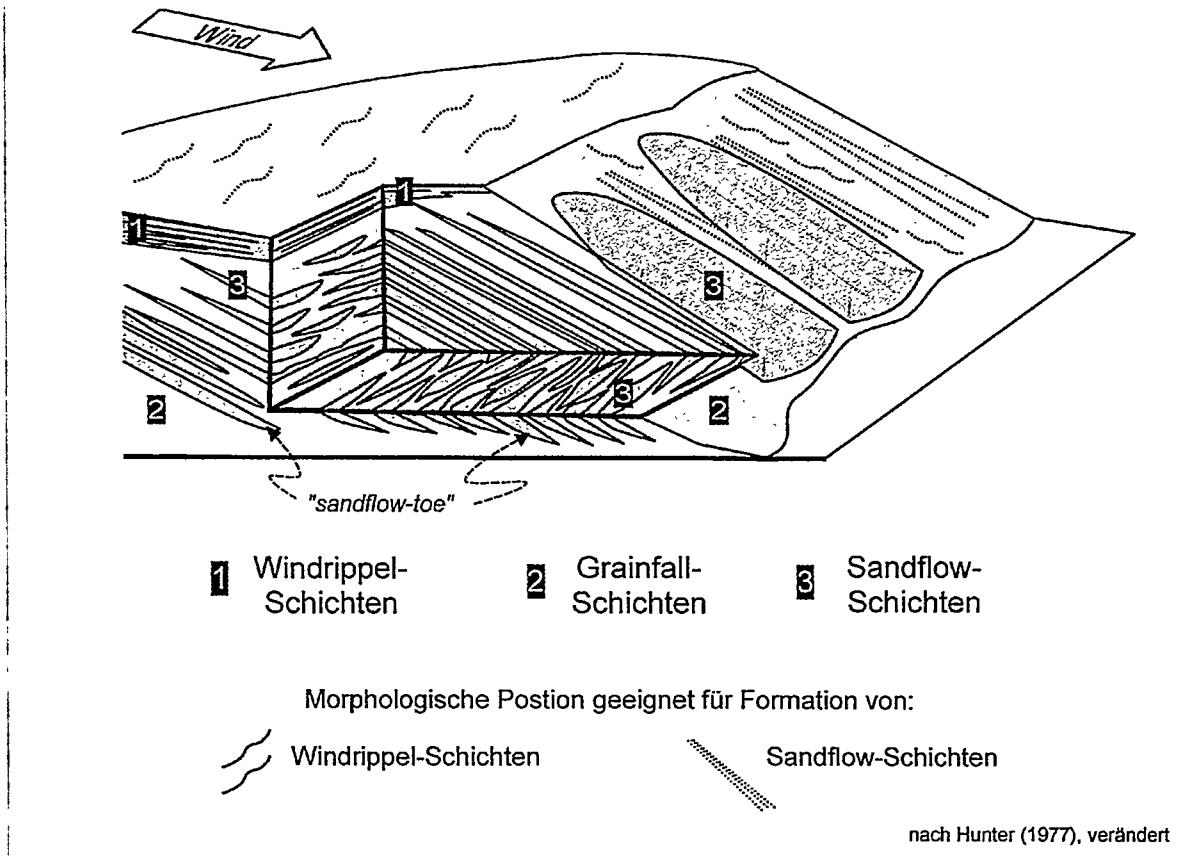


Abb.1.2: Position und Geometrie verschiedener Sedimentationseinheiten einer Düne

Das Erhaltungspotential von Grainfall-Schichten ist an mäßig steil (20-28°) einfallenden Leehängen am höchsten (Hunter, 1977). Fallen die Leehänge stärker ein, so werden Grainfall-Sedimente durch Rutschprozesse zerstört und umgelagert. Horizontal lagernde Sedimente werden hingegen häufig durch Windrippel aufgearbeitet. Am Fuß von Dünen sind die Erhaltungsbedingungen für Grainfall-Schichten ebenfalls gut, so daß sich dort oft "Schürzen" oder "Keile" finden, die sich mit Grainflow-Schichten steilerer Leehänge verzahnen. Die Grainfall-Sedimente am Top von Leehängen sind nur selten erhaltungsfähig, da dieser Bereich in der Regel erodiert wird. Grainfall-Schichten sind zwar sehr dünn, aufgrund der meist schlechten Sortierung ist diese Laminierung jedoch häufig nicht zu erkennen und die Ablagerungen erscheinen massiv.

Aufgrund des abrupten Nachlassens der Transportenergie ist der Grainfall-Prozeß nicht sonderlich selektiv, die Sortierung von Grainfall-Schichten ist demzufolge meist schlecht (im Rahmen des Spektrums der generell zur Verfügung stehenden Körner – eine Korngrößenselektion findet selbstverständlich schon durch den äolischen Transport statt).

Die initiale Porosität von Grainfall Schichten liegt zwischen der von dichtgepackten, durch Traktion transportierten Windrippel-Sedimenten und den lockeren, durch Rutschung entstandenen Grainflow-Ablagerungen. An rezenten Proben (Küstendünen, Padre Island) wurden von Hunter (1977) Werte zwischen 38 und 42% gemessen.

Merkmale

- Schneller lateraler Wechsel der Mächtigkeit einzelner Laminae.
- Mächtigkeitsunterschiede zwischen einzelnen Laminae.

1.2.2 Grainflow

Grainflow (oder "Sandflow") bezeichnet das Abrutschen von Sandmassen an und entlang einer geneigten Fläche. Da der Grainfall-Prozeß Körner bevorzugt am oberen Teil des Leehanges ablagert, werden die Hänge dort allmählich immer steiler. Erreicht die Hangneigung einen Winkel von ca. 30-35°, geht der Zusammenhalt der Sandkörner verloren, und Rutschungen finden statt. Je nachdem, wie feucht die Oberfläche der Düne ist, rutschen die Sandmassen entweder völlig zusammenhanglos, oder aber - seltener - als noch teilweise kohärenten "Sandbretter" ab. Erreicht die "Sandlawine" (Avalanche) den Dünenfuß, so kommt sie abrupt zum Stillstand und bildet charakteristische "sandflow-toes" (Abb. 1.2, 1.3), die sich eventuell mit Grainfall- und Windrippel-Ablagerungen verzahnen. Grainflow-Schichten reichen **nicht** über den Gefälleknick am Dünenfuß hinaus. Ihre Geometrie ist flach kegel- bzw. zungenförmig, d. h. bei Schnitten senkrecht zum Leehang erscheinen sie linsenförmig (Abb. 1.2). Insbesondere bei hohen Dünen besteht die überwiegende Masse der überlieferungsfähigen Schichten aus Sedimenten vom Grainflow-Typ; bei kleineren Dünen sind dazwischen häufiger Grainfall-Schichten eingeschaltet. Ein Grund dafür ist, das von größeren Dünen meist nur die basalen Partien erhalten bleiben, während bei kleineren häufig auch die oberen Bereiche, und damit die Grainfall-Schichten, überliefert werden.

Grainflow-Schichten sind mächtiger als andere äolischen Schichtungstypen. Ihre Dicke beträgt im Mittel 2-5 cm (Hunter, 1977), in Einzelfällen können bis zu 30 cm erreicht werden. Die Mächtigkeit ist sehr von der Höhe der Düne abhängig, an deren Hang sie abgelagert wurden; große Dünen haben meist mächtigere Grainflow-Ablagerungen (Hunter, 1981).

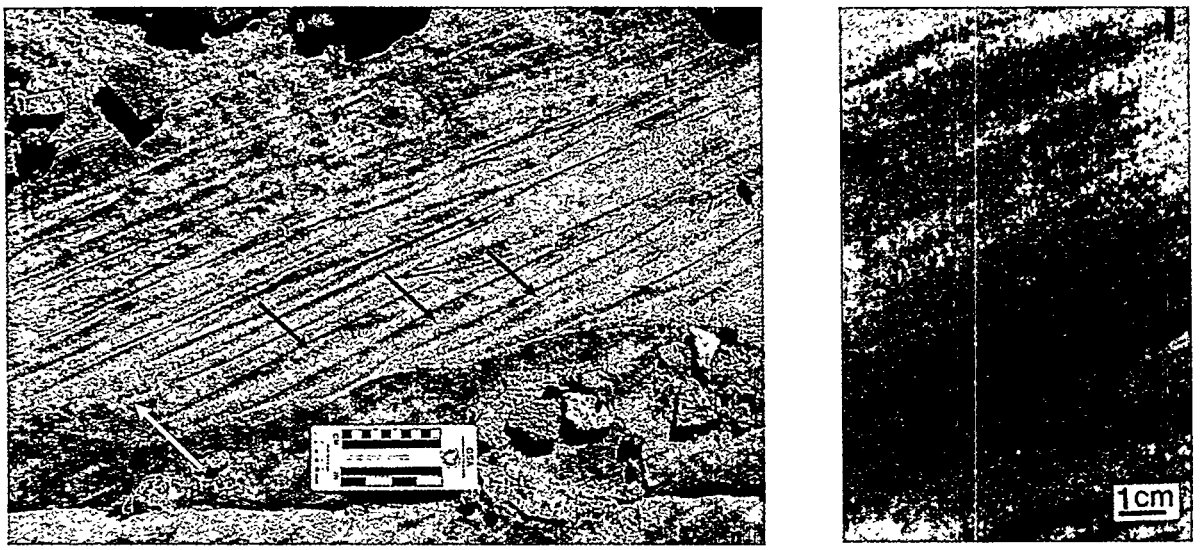


Abb. 1.3: Links: Grainflow-Schichten am Fuß einer transversalen Düne (Red Peak Fm., Trias, Wyoming). Auffällig sind die charakteristischen und gut ausgebildeten "sandflow-toes" (schwarze Pfeile) die sich mit Windrippel-Ablagerungen (weißer Pfeil) verzahnen. Unterschiede in der Verwitterung spiegeln unterschiedliche Zementation wieder. Rechts: Grainflow-Schichten im Kern (Minnelusa Fm, Perm; Wyoming) Aus Schenk (1990a). Vergleiche mit dem Bereich zwischen den schwarzen Pfeilen im Aufschlußfoto.

Während des Abrutschens schwimmen die gröberen Körner innerhalb der Lawine auf und überholen die kleineren und leichteren Körner. Daher findet sich die gröbste Kornfraktion sowohl am Top einzelner Laminae als auch an deren Fuß. Ansonsten ist die Korngrößenseparation in Grainflow-Schichten meist gering; so daß der Kontakt zwischen einzelnen Laminae nur wenig ausgeprägt ist. Die Packungsdichte in Grainflow-Schichten ist niedriger als in anderen äolischen Sedimenten. Hunter (1977) führt dies auf die abrupte Ablagerung zurück, bei der die körner sich nicht in der größtmöglichen Packungsdichte anordnen können. Daraus resultiert eine hohe initiale Porosität, von Hunter (1977) wurden an rezenten Beispielen Werte zwischen 44% und 46% gemessen.

Erkennungsmerkmale

- Dicke zwischen 1-4 cm.
- Oft inverse Gradierung.
- Aussetzende Grenzen zwischen einzelnen Laminae.
- Linsenförmige Geometrie in Anschnitten senkrecht zum Leehang.
- "Pin-stripe" an der Basis einzelner Laminae.
- Grainflow-Schichten gehen nicht über den Gefälleknick am Dünenfuß hinaus.

1.2.3 Adhäsion

Körner, gleich durch welchen Transportprozeß bewegt, können an feuchten Oberflächen adhäsiv anhaften. Die daraus resultierenden Strukturen sind vielfältig, ihr gemeinsames Charakteristikum ist eine kleinräumig unregelmäßige Oberfläche (Kocurek & Fielder, 1982). Beispiele dafür sind Adhäsionsrippel und -warzen. Da Adhäsionsstrukturen zu ihrer Bildung sowohl eine feuchte Oberfläche, als auch trockenen Sand oder Silt benötigen, sind sie insbesondere in feuchten interdune-settings oder Sabkha-Environments zu erwarten.

Merkmale

- Generell irreguläre, unebene Strukturen.
- Strukturen wachsen entgegengesetzt zur vorherrschenden Windrichtung.

1.2.4 Windrippel

Der Begriff "Windrippel-Schichtung" wird im Folgenden für Schichten verwendet, die durch Migration von "kletternden" (aggretionären) Windrippeln ("climbing translatent strata" *sensu* Hunter (1977) entstanden sind.

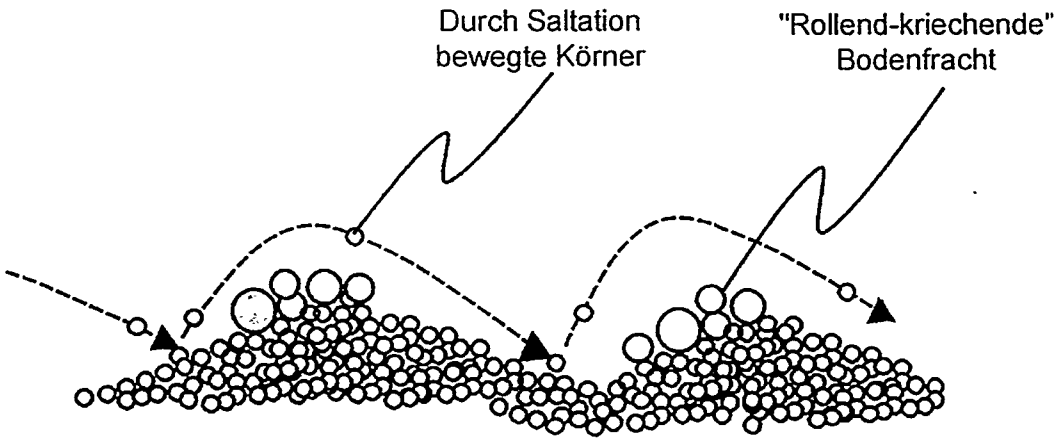


Abb. 1.4: Entstehung inverser Gradierung von Windrippel-Schichten.

Bei kontinuierlichem Sandnachschub werden die Luvseiten der Rippel durch anprallende Körner erodiert, die Ablagerung der erodierten Körner geschieht in den leeseitigen Rippeltrögen (Schenk, 1990b). Von diesem saltativen Erosions- und Ablagerungsprozeß sind im wesentlichen Körner kleiner und mittlerer Größe betroffen. Die gröbere Kornfraktion, die als Bodenfracht bewegt wird, reichert sich an den Luvseiten der Rippel an. Während der Vorwärtsbewegung der Rippel bedecken diese groben Körner die feinere Fraktion in den ehemaligen Rippeltrögen; die für Windrippel-Schichtung typische inverse Gradierung (Abb. 1.4, 1.5) entsteht. Insbesondere im "engen" Anschnitt, den ein Bohrkern bietet, stellt die inverse Gradierung ein wichtiges Indiz für die Interpretation äolischer Sedimente dar. Zusammen mit dem "coarsening-up" einzelner Laminae tritt oft ein als "pin-stripe lamination" (Abb. 1.5) bezeichnetes Phänomen auf. Dabei handelt es sich um die bevorzugte Zementation der feinsten Partikel an der Basis einzelner Laminae. Verursacht wird diese durch die im Vergleich zu den grobkörnigen Bereichen höhere Kapillarität der feinkörnigen Partien an der Basis der Laminae (Fryberger & Schenk, 1988).

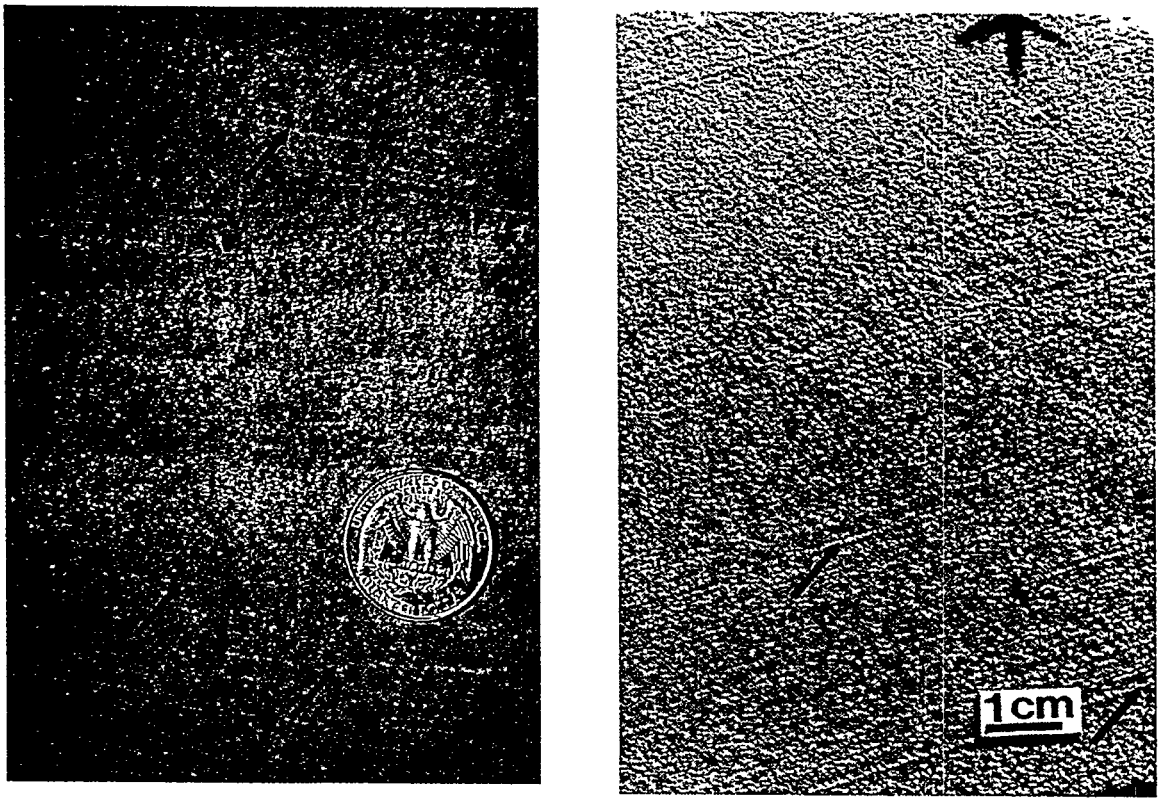


Abb. 1.5 "Windrippel-Schichtung" im Aufschluß (links, Crow Mnt. Sandstone, Trias, Wyoming) und Kern (Entrada Sandstone, Jura, Utah; aus Schenk, 1990a). Auffallend die "pin-stripes (schwarze Pfeile) an der Basis einzelner Laminae, sowie deren, besonders im linken Beispiel zu erkennende, inverse Gradierung.

Merkmale

- Ebene, deutlich erkennbare, subhorizontale Laminae.
- Mächtigkeit 1-4 mm.
- Inverse Gradierung.
- "Pin-stripes" an der Basis einzelner Laminae.
- Hoher Rippelindex.

1.2.5 "Granule ripples"

Eine besondere Form von Windrippeln stellen "granule-ripples" dar, bei denen es sich um einzelne Rippel mit einem "Panzer" aus groben Körnern handelt. Durch diesen Panzer sind die Rippel an ihrer Bewegung gehindert, feinere Körner werden aber trotzdem durch Saltation aus den Rippeln wegtransportiert. Die gröbere Kornfraktion hingegen reichert sich immer weiter an der Luvseite des Hindernisses "Rippel" an. Es entstehen rippelartige Formen aus groben Körnern (Abb. 1.6), die bis 50cm Höhe erreichen können. Lateral und vertikal gehen granule-ripples oft in Windrippel-Schichten oder Deflationsflächen über (Fryberger et al., 1992).

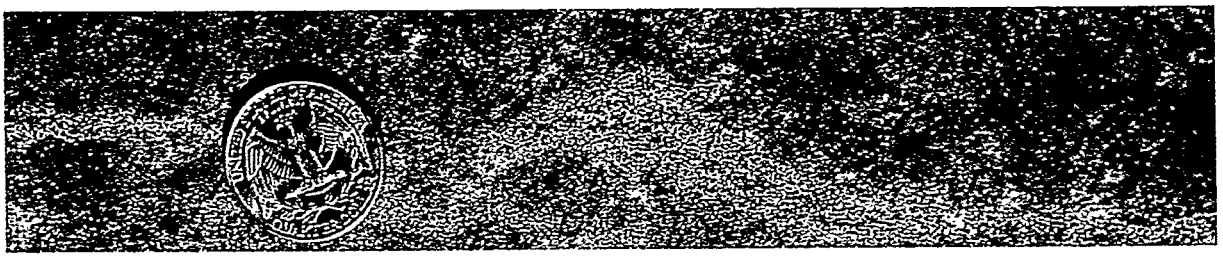


Abb. 1.6: Granule Ripples; Transportrichtung von links nach rechts. Crow Mountain Sandstone (Trias); Wyoming.

1.2.5 "Horizontale Schichtung"

Analog zu subaquatisch abgelagerten Sedimenten, existiert auch im äolischen Milieu eine Flachschichtung, die sich im oberen Strömungsregime, d. h. beispielsweise während Stürmen bildet. Die sichtbare Schichtung des Sediments entsteht dadurch, daß Wind immer böig ist und somit die Transportenergie variiert. Sowohl vertikal als auch horizontal geht Flachschichtung oft in Windrippel-Sedimente über.

1.2.7 Bounding Surfaces

In äolischen Ablagerungen kann unter drei Typen von "bounding surfaces" unterschieden werden (s. Abb. 1.7). Aufgrund der geometrischen Beziehung dieser Grenzflächen untereinander und ihre jeweiligen Ausdehnung wurde von Brookfield (1977) eine hierarchische Aufstellung propagiert. Bounding surfaces Erster Ordnung sind lateral am weitesten durchhaltend, oft von horizontal geschichteten Windrippel-Schichten überlagert (Abb. 1.8) und schneiden Flächen Zweiter und Dritter Ordnung (s. Abb. 1.7).

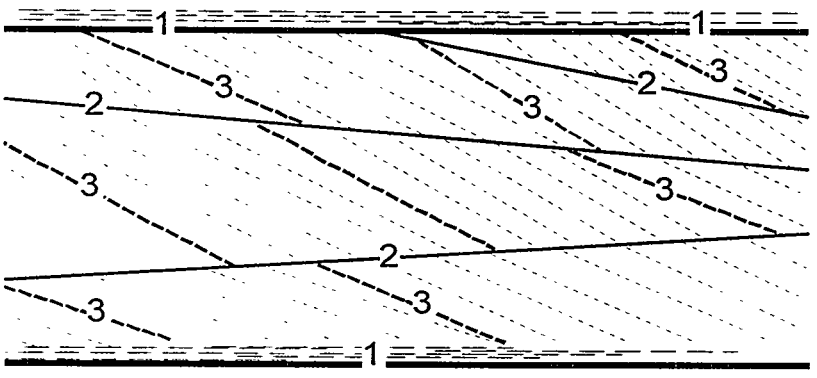


Abb. 1.7: Hierarchie von bounding surfaces verschiedener Ordnung. Ohne Maßstab; dünne, gestrichelte Linien stehen für einzelne Laminae der jeweiligen Schrägschichtungs-Sets. Nach Brookfield (1977) und Kocurek (1981).

Sie entstehen durch die Migration zusammengesetzter Dünen (Draas), was sie von Deflationsflächen oder anderen regionalen "super surfaces" unterscheidet, die durch von außen auf das Deposystem einwirkende Faktoren verursacht werden (s. Kap. 1.2.8 und Abb. 1.9). Auch ist die laterale Ausdehnung von Deflationsflächen meist deutlich größer als diejenige von Grenzflächen Erster Ordnung, die maximal wenige Kilometer beträgt (Stokes, 1968).

Bounding surfaces Zweiter Ordnung fallen steiler ein als solche Erster Ordnung, ferner können sie unterschiedlich orientiert sein. Ihre Bildung wird auf die Migration kleinerer Dünenformen entlang der Leehänge bzw. "slip-faces" der übergeordneten Draas zurückgeführt (Brookfield, 1977 und Hunter & Rubin, 1983).

Bei den Grenzflächen Dritter Ordnung schließlich handelt es sich um Reaktivierungsflächen, die sich in Folge wechselnder Windenergie oder -richtung an den Leehängen kleiner Dünenformen bilden.

Der Wert von bounding surfaces liegt nicht in der "akademischen" Einordnung von Flächen verschiedener Größe und Signifikanz; er zeigt sich vielmehr bei der Rekonstruktion von Dünentypen. Allein die Anwesenheit zweier verschiedener Ordnungen beweist die Existenz von zusammengesetzten Dünen, da sich nur so die Anwesenheit von Grenzflächen verschiedener Wertigkeit erklären läßt. Auch lassen sich aus der räumlichen Anordnung der Grenzflächen wichtige Hinweise auf Form und Größe der zugrundeliegenden Dünentypen gewinnen.

Abb. 1.8: First order bounding surface (gelbe Linie) im Aufschluß (Red Peak Fm., Trias; Wyoming). Grainflow-Schichten im Liegenden werden durch diese bounding surface von Windrippel-Sedimenten im Hangenden getrennt.

1.2.8 Deflationsflächen und "Super Surfaces"

Obwohl kein Ablagerungsprozeß, sondern vielmehr das Fehlen eines solchen, spielt Deflation innerhalb äolischer Sedimente eine große Rolle. Zur Deflation kommt es, wenn das Sandbudget innerhalb eines Ablagerungsraums negativ wird. Dann werden Saltations- und Suspensionsfracht aus dem Areal entfernt; die Bodenfracht hingegen bleibt - aufgrund ihrer relativ langsameren Bewegung - zurück. Dadurch entstehen "deflation-lags", welche durch eine gleichmäßige Verteilung grober Körner auf einem feinkörnigeren "Substrat" gekennzeichnet sind. Ein wichtiger Aspekt der Deflation ist, daß sie nur bis zum Niveau des Grundwasserspiegels fortschreiten kann, da dann der Zusammenhalt der Körner durch Kapillar- und Porenwasser in der Regel das Transportvermögen des Windes überschreitet (Fryberger et al., 1988; Stokes, 1968; s. Abb. 1.9). Die Änderung des Sandbudgets kann verschiedene Gründe haben, in der Literatur finden sich Beispiele für tektonische, klimatische und eustatische Steuerung dieses essentiellen Parameters.

Lateral ausgedehnte Diskontinuitätsflächen innerhalb äolischer Sedimente können auch durch andere Prozesse entstehen, so z. B. durch ausgedehnte Überflutungen (fluviatil oder marin). Solcherart entstandene Flächen werden als "super surfaces" oder "flooding surfaces" bezeichnet. Die Bezeichnung super surface wird von einigen Autoren auch als Synonym für ausgedehnte Deflations- oder Erosionsflächen verwendet, wohl um Verwechslungen mit "normalen" bounding surfaces vorzubeugen.

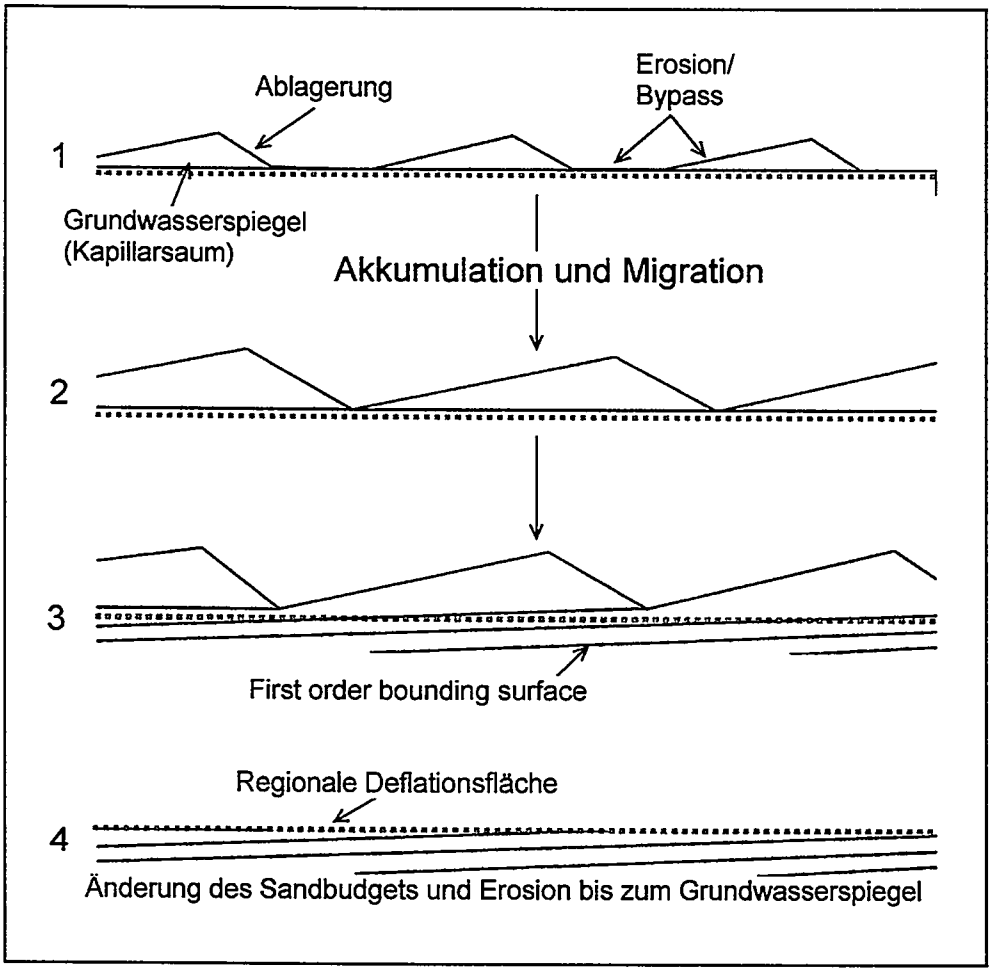


Abb. 1.9: Entstehung von first order bounding surfaces und Deflationsflächen in einem trockenem äolischen Deposystem. 1) bis 3) zeigt die Entwicklung von bounding surfaces durch Migration von großen Dünenformen. Der Begriff Akkumulation soll verdeutlichen, daß "Akkomodationsraum" bei der Ablagerung äolischer Sedimente primär keine Rolle spielt, da Sediment **oberhalb** einer Fläche abgelagert wird. Es existiert allerdings ein "Preservationsraum", d. h. der Bereich eines äolischen Systems, der unterhalb des Grundwasserspiegels liegt, ist in der Regel vor Abtragung geschützt und besitzt ein erhöhtes Erhaltungspotential (4). Über diese Abhängigkeit vom Grundwasserspiegel kann in randmarinen äolischen Sedimentationsräumen gegebenenfalls ein Bezug zur Höhe des Meeresspiegels hergestellt werden.

Allen diesen Flächen gemeinsam ist jedoch, daß sie bei der Einordnung des äolischen Systems in einen sequenzstratigraphischen Kontext immens wichtig sind, da sich nur mit ihnen eine beckenweite Untergliederung in verschiedene Ablagerungssequenzen erreichen läßt.

1.3 Äolische Faziesbereiche

Die räumliche Anordnung und Ausbildung äolischer Faziesbereiche ist von der Richtung des Windes und dem Sandbudget abhängig. So finden sich Sandsheets, die sich durch hinsichtlich des potentiellen Transportvermögens an Sand untersättigten Wind bilden, häufig im Luv der eigentlichen Dünenfelder, seltener auch in deren Windschatten (s. Abb. 1.10). Das Erhaltungspotential der im folgenden kurz erläuterten Faziesbereiche nimmt generell vom "trockenen" zum "nassen" Milieu zu, d. h. die Erhaltungsfähigkeit von Dünen ist am schlechtesten, die von Sabkha-Sedimenten am besten.

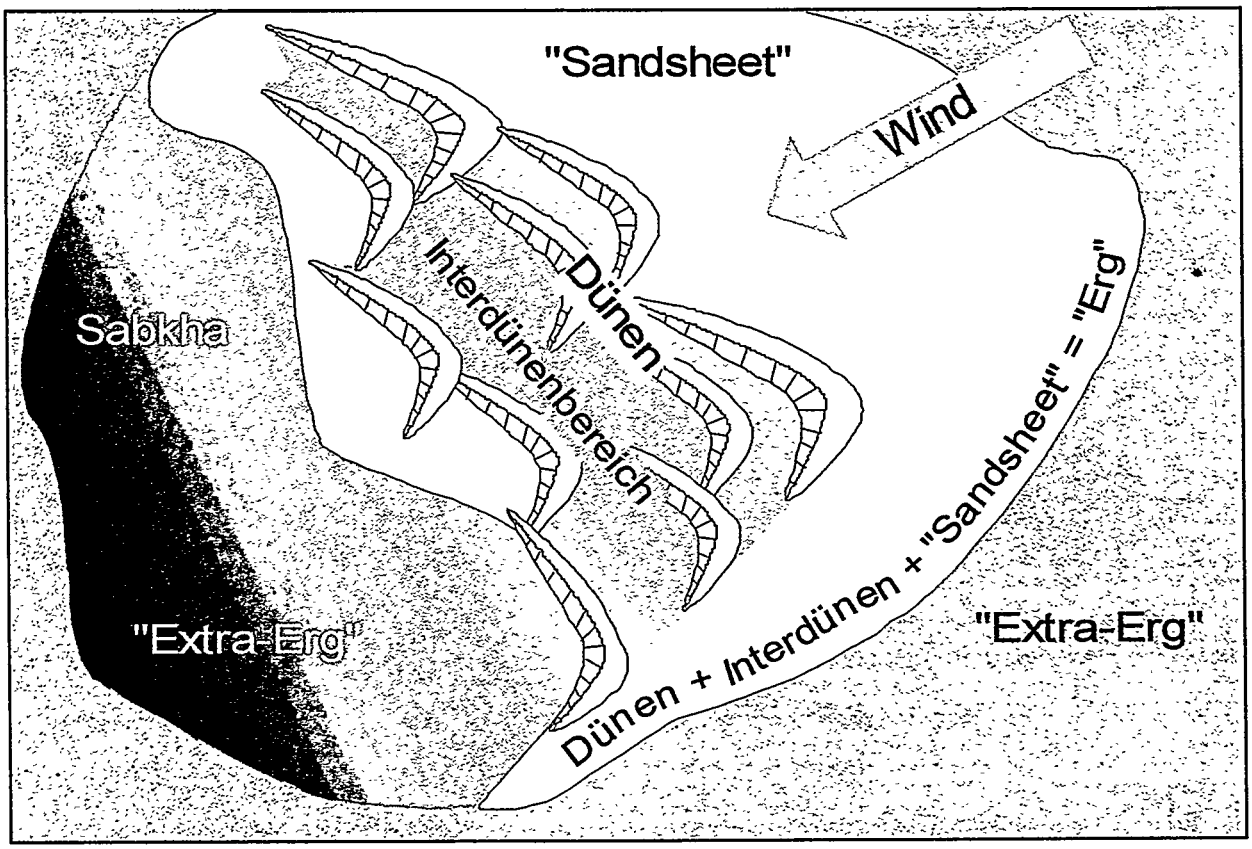


Abb. 1.10: Schematische Darstellung der wichtigsten äolischen Faziesbereiche und ihrer Abhängigkeit von der Windrichtung. Ergänzt nach Fryberger (1990).

1.3.1 Dünen-Fazies

Dünen bilden sich, wenn die Transportenergie Sand transportierenden Windes nachläßt und eine kontinuierliche Zufuhr an Sand besteht. Neben einem Liefergebiet für Sand ist also auch eine "Falle", welche die Ablagerung des transportierten Material verursacht, notwendig. Diese Fallen können topographischer Natur (Sand wird in morphologischen Becken, im Windschatten von Hindernissen oder gegen diese abgelagert) oder klimatisch bedingt sein (Nachlassen der Windenergie infolge sich ändernden Luftdrucks, z. B. an Küsten). Je nach Variabilität der Windrichtung, der Menge an transportiertem Sand und der Windstärke ergeben sich unterschiedliche Dünenformen, von denen einige in Abb. 1.11 dargestellt sind.

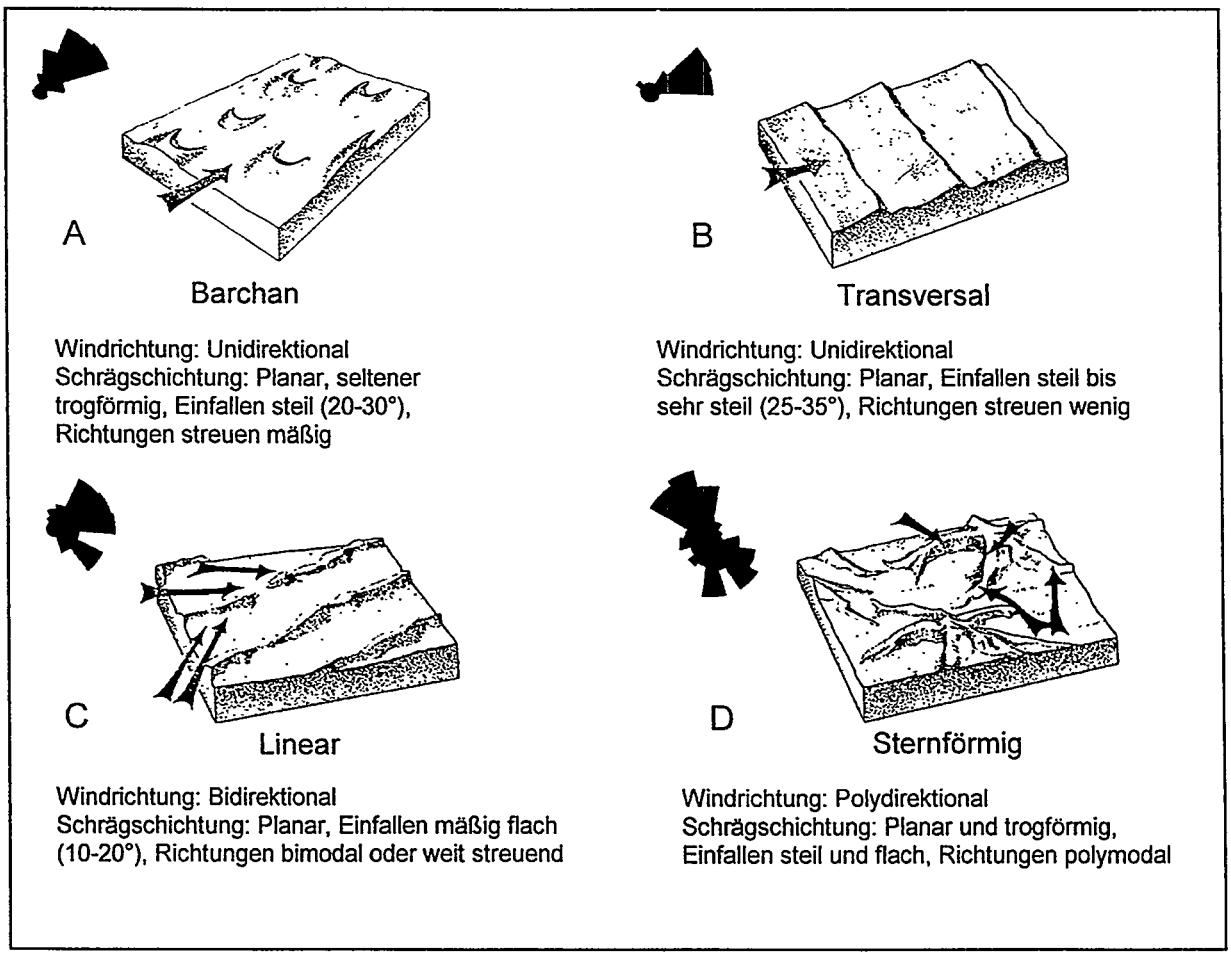


Abb. 1.11: Darstellung verschiedener Dünentypen und ihrer wichtigsten Charakteristika. Dünentypen aus McKee (1979), Richtungsrosen verändert nach Ahlbrandt & Fryberger (1982)

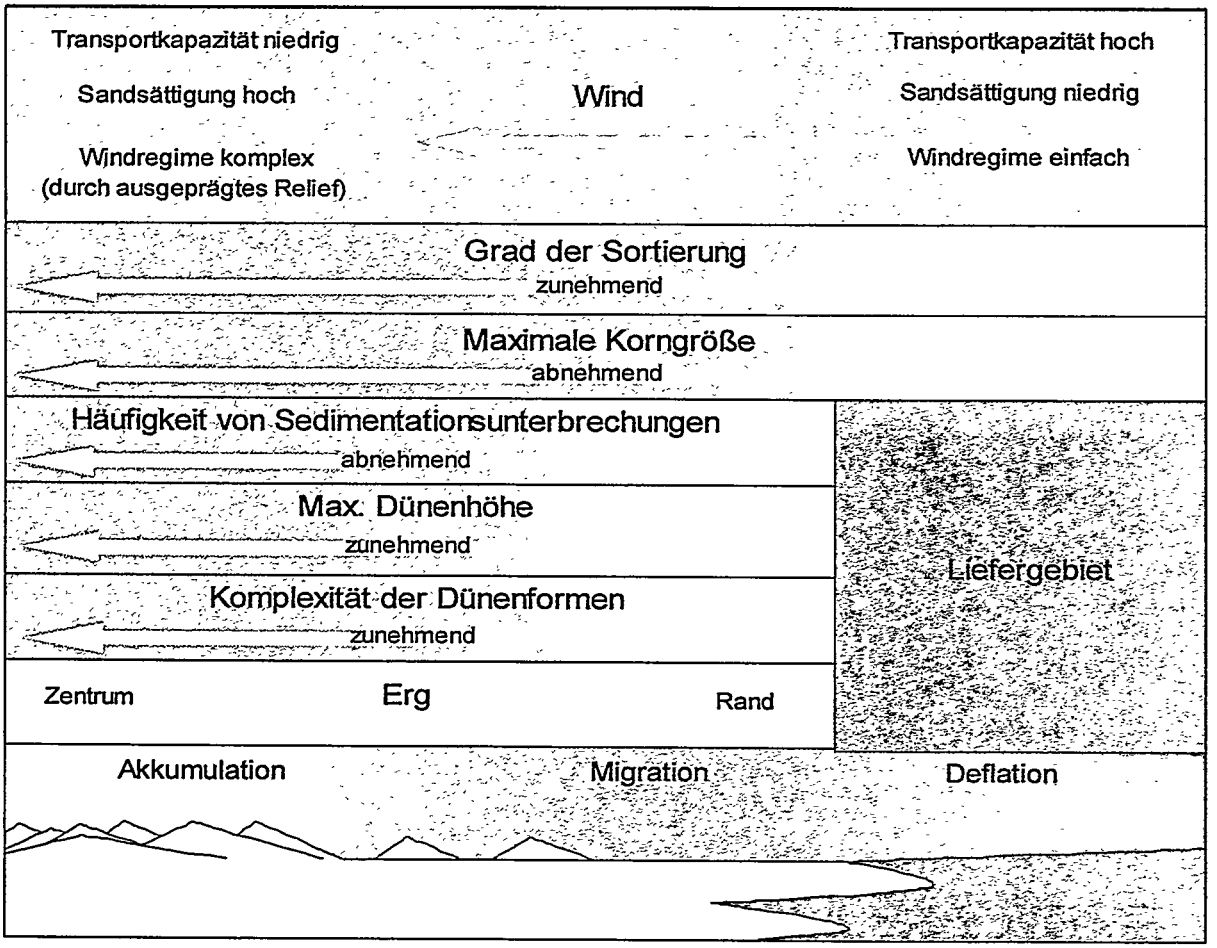


Abb. 1.12: Zusammenhang verschiedener Parameter in Abhängigkeit von Windrichtung und Entfernung vom Liefergebiet in einem idealisierten äolischen Deposystem. Nach Daten von Ahlbrandt (1975); Clemmensen & Abrahamsen (1983); Fryberger et al. (1979); Glennie (1970); Langford & Chan (1993); McKee (1966) und Wilson, (1973).

Bei gleichbleibendem, unidirektionalen Wind entstehen bevorzugt lateral migrierende Formen wie z. B. Barchane und einfache Transversaldünen (Fryberger, 1978; McKee, 1979). Mit zunehmender Komplexität des Windregimes nimmt auch die Komplexität der Dünenformen zu, es bilden sich zusammengesetzte Dünen, sog. Draas. Ihre Formen reichen von linearen, zusammengesetzten Dünen bis zu sternförmigen Dünen. Diese Dünentypen zeigen nur noch eine geringe Beweglichkeit, so daß vertikale Akkumulation von Sand stattfinden kann. Ein vereinfachendes Schema eines idealisierten Erg zeigt Abb. 1.12.

1.3.2 Interdune-Fazies

Geomorphologisch betrachtet, handelt es sich bei Interdünenbereichen um flache, ebene oder leicht geneigte Areale, die sich zwischen Dünen befinden, d. h. von ihnen umschlossen sind. Das Windregime im Interdünenbereich ist durch die umgebenden Dünen kompliziert, es ist geprägt von zahlreichen lokalen Strömungen und Wirbeln. Hinsichtlich seines potentiellen Transportvermögens ist der Wind oft an Sand untersättigt, da ein Großteil seiner Sandfracht schon im Windschatten der Dünen abgelagert wurde. Daher herrschen in Interdünenbereichen oft erosive Bedingungen vor. Hinsichtlich der vorherrschenden Ablagerungsprozesse und der daraus resultierenden Sedimentstrukturen ist der Interdünen-Faziesbereich in mehrere Teilbereiche zu untergliedern:

1.3.2.1 Trocken

In trockenen Interdünen herrscht Sedimentation durch Grainfallprozesse und Windrippel vor; daraus resultieren generell dünne, ebene und oft weit durchhaltende Sedimentpakete. Granule Ripples und lokale Deflationsflächen sind ebenfalls häufig.

1.3.2.2 Feucht oder Naß

Adhäsionsrippel und -warzen, sowie vereinzelte Salzkrusten sind die häufigsten Merkmale dieses Ablagerungsbereiches. Bei dauerhaft hohem Grundwasserspiegel kann es zur Ansiedlung von Vegetation kommen, so daß überlieferte Sedimente oft Anzeichen von Bioturbation aufweisen. Häufiger als durch hohen Grundwasserspiegel entstehen nasse Interdünenbereiche jedoch durch kurzzeitig verminderten oder unterbrochenen Abfluß benachbarter Flußsysteme, z. B. durch wandernde Dünen. Sedimente nasser Interdünenbereiche sind oft überproportional häufig überliefert, da ihr Erhaltungspotential deutlich höher ist als dasjenige "trockener" Sandformationen.

1.3.2.3 Evaporitisch

Evaporitische Interdünenbereiche entstehen bei hohem Grundwasserspiegel, aridem oder semiaridem Klima; Fehlen von Vegetation und hohem Salzgehalt des Grundwassers. Das auffälligste und häufigste Merkmal dieses Faziesbereiches sind unregelmäßig laminierte Sedimente, die durch Wachstum vom Salzkrusten an oder unter der Sedimentoberfläche entstehen.

1.3.3 "Sandsheet"-Fazies

Unter Sandsheet-Fazies werden großflächige Sandflächen ohne nennenswertes Relief bezeichnet, die außerhalb größerer Dünenfelder liegen (Fryberger et al., 1979). Die Baueinheiten von Sandsheets ähneln denen trockener Interdünenbereiche, die Korngrößensortierung ist jedoch meist schlechter als bei diesen. Aufgrund der niedrigen topographischen Position, die meist über lange Zeit stabil ist, kommt es innerhalb von Sandsheets oft zu frühzeitiger Zementation des Sedimentes durch Bodenbildung und/oder evaporitische Prozesse (Kocurek & Nielson, 1986). Da Sandsheets oft im Luv von progradierenden Dünenfeldern liegen, finden sie sich in fossilen Ablagerungen häufig am Top von Dünensedimenten.

1.4 Modell zur zyklischen Entwicklung fluviatil/äolischer Systeme

Die oft zu beobachtende zyklische Abfolge äolischer und fluviatiler Serien wurde von Wilson (1971, 1973), nach Untersuchungen an pleistozänen und holozänen Sedimenten der Sahara, im Zusammenhang mit der klimatischen Entwicklung erklärt. Der "Wilson-Zyklus" (oder besser "drying-up Zyklus", um Verwechslungen mit dem plattentektonischen "Wilson-Zyklus" vorzubeugen) stellt den Zusammenhang zwischen Sandnachschub und Wachstum eines Ergs auf der einen und klimatisch kontrollierter Dynamik fluviatiler Systeme auf der anderen Seite her. Von Blakey (1994) wurde anhand von drying-up Zyklen die Entwicklung permischer Äolianite des Colorado Plateaus (Wingate Sandstone) erklärt, im folgenden sollen anhand von Abb. 1.13 die Grundzüge des Modells erläutert werden.

A)Während relativ feuchter Klimaperioden dehnt sich sowohl das Flußsystem als auch dessen Einzugsbereich aus; wobei fluviatile Sedimente über äolische Ablagerungen progradieren können. Daneben entstehen bzw. vergrößern sich auch Sabkhas und Playaseen. Die Entwicklung des äolischen Deposystems ist behindert; lediglich einzelne Dünen progradieren über den stabilisierten Erg, der sich während des letzten Zyklus´ bildete. Die Stabilisation erfolgt entweder durch einen hohen Grundwasserspiegel, oder durch Vegetation.

B) Durch zunehmend trockenes Klima findet in Teilen des fluviatilen Systems kein aktiver Transport mehr statt; diese Gebiete sind der Deflation ausgesetzt. Der so weg transportierte Sand trägt zur Bildung eines neuen Ergs bei.

C) Bei anhaltend ariden Bedingungen trocknen weitere Teile des Flußsystems aus und es steht mehr Sand für das äolische Deposystem zur Verfügung, das während dieser Phase seine maximale Ausdehnung erreicht.

D) Hält die aride Phase ohne Unterbrechungen an ("Hyperaridität"), so wird dem äolischen System kein weiteres Material zugeführt. Die Sanduntersättigung des Systems führt zum Ende der Sedimentakkumulation innerhalb des Ergs. Durch den niedrigen Grundwasserspiegel innerhalb des Ergs ist ein großes Volumen an Sand "schutzlos" der Deflation ausgesetzt. Dadurch wird Sand aus dem System entfernt, und es bildet sich eine regionale Deflationsfläche.

Von einigen Autoren (z. B. Clemmensen et al., 1994; Yang & Baumfalk, 1994) werden "drying-up" Zyklen mit Milankovich Zyklen von 20000 Jahren (Präzässionszyklus) in Verbindung gebracht bzw. gleichgesetzt. Da jedoch, aufgrund häufiger Sedimentationsunterbrechungen, der in einem drying-up Zyklus gegebener Mächtigkeit verborgene wirkliche Zeitraum selten greifbar ist, ist eine unreflektierte Übertragung von Orbitalzyklen kritisch.

Auch wenn das Modell ursprünglich nur mit Blick auf klimatische Schwankungen entwickelt wurde, so können auch andere Faktoren die Transportkapazität und die Ausbildung fluviatiler Systeme verändern. Dazu zählen, neben allozyklischen Prozessen, vor allem lokale tektonische Ereignisse, die durch Änderung der Reliefenergie Einfluß auf Ausbildung und Fließrichtung von Flußsystemen nehmen.

In den letzten Jahren wurden auch Modelle zur Integration äolischer Sedimente in klassische sequenzstratigraphische Konzepte entwickelt (z. B. Havholm, 1991; Havholm et al., 1993 und Havholm & Kocurek, 1994). Ein Fallbeispiel für diesen Ansatz wird anhand des jurassischen Page Sandstone in Kap. 3.8 dagestellt.

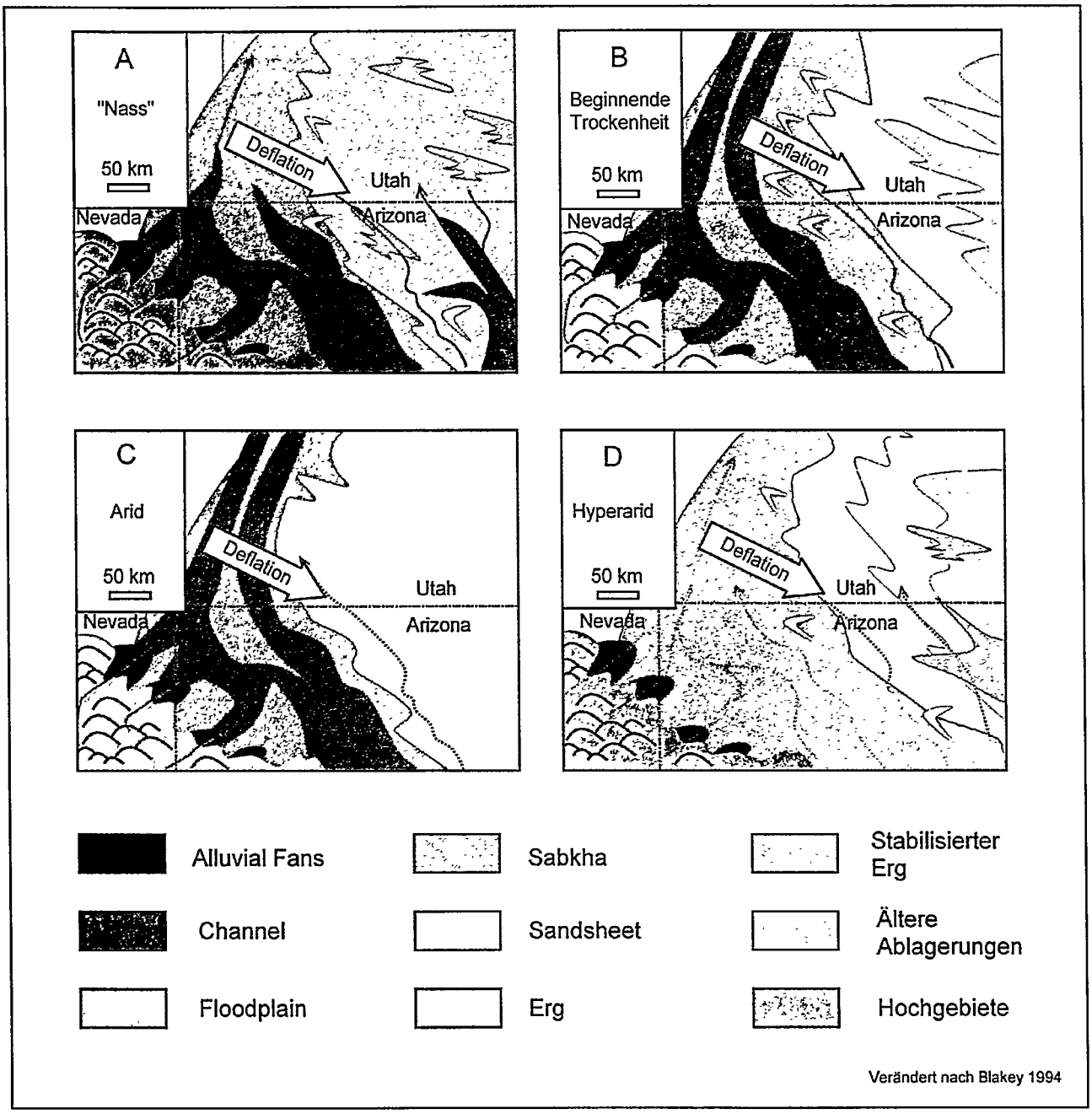


Abb. 1.13: Entwicklung eines Ergs in Abhängigkeit von klimatischen Steuerungsfaktoren ("Deflation" entspricht vorherrschender Windrichtung). Verändert nach Blakey, 1994.

1.5 Heterogenität von Reservoiren in äolischen Sedimenten; Qualitative Überlegungen

1.5.1 Einleitung

Die Heterogenität eines Reservoirs wird von den unterschiedlichen Porositäts- und Permeabilitätseigenschaften seiner Bausteine sowie deren räumlicher Verteilung bestimmt. Analog zur Dimensionierung dieser Bausteine ergibt sich eine Rangfolge von Heterogenitätseffekten verschiedener Wertigkeit (s. Abb. 1.14):

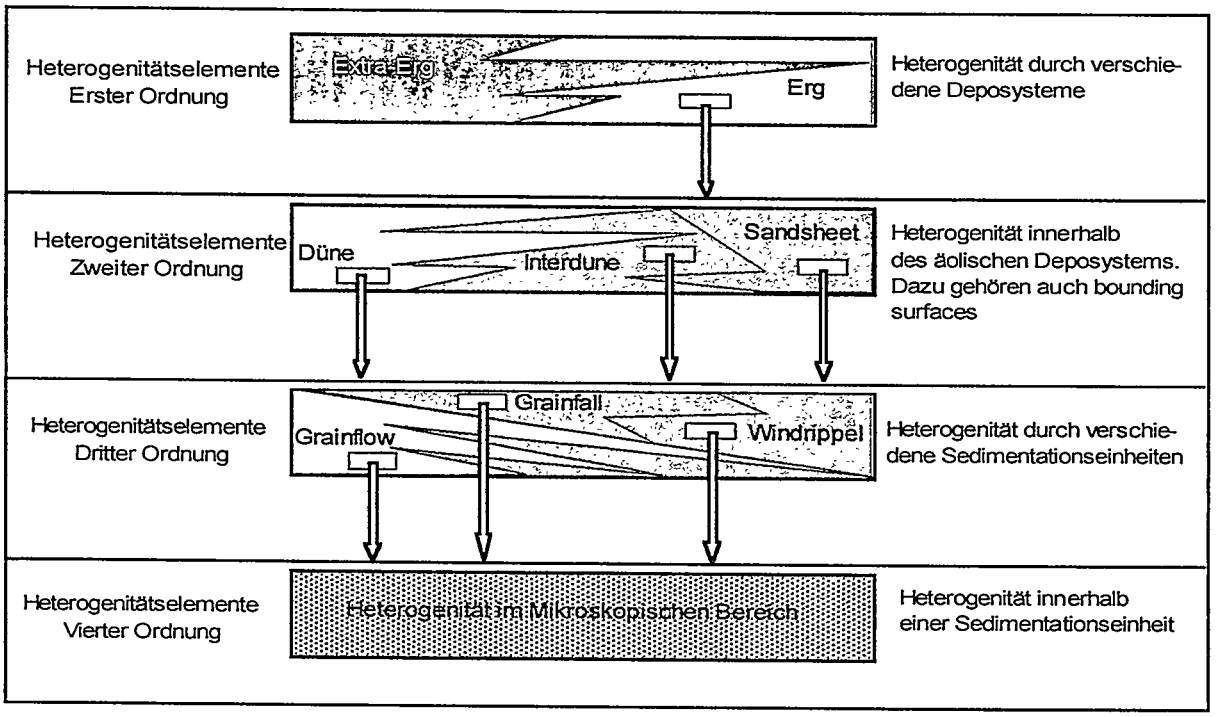


Abb. 1.14: Darstellung möglicher Heterogenitätselemente und deren Hierarchie innerhalb eines äolischen Deposystems. Nach einem Konzept von Chandler (1986).

1) In äolischen Ablagerungsräumen (Erg im weiteren Sinne) ist die übergeordnete Ebene die Interaktion dieses äolischen Systems mit anderen, nicht äolischen, Ablagerungsräumen ("Extra-Erg"; z. B. fluviatile oder marine Deposysteme).

2) Auf der darunter folgenden Ebene stehen Heterogenitätseffekte, die durch die räumlich-zeitliche Verteilung der einzelnen "Subenvironments" innerhalb des äolischen Deposystems hervorgerufen werden (z. B. Sandsheet progradiert über Dünenablagerungen).

3) Die nächst kleinere Ebene der Heterogenitätseffekte stellen die Bausteine der jeweiligen "Subenvironments" dar; d. h. die diese aufbauenden Sedimentationseinheiten, wie Windrippel-, Grainfall- oder Grainflow-Schichten. Inhomogenität auf der Ebene der Sedimentationseinheiten wird häufig ignoriert (z. B. wird oft von "schräggeschichteten Dünensanden" gesprochen, die jedoch aus Grainflow- Windrippel und Grainfall-Schichten aufgebaut sind, welche deutliche Unterschiede bezüglich ihrer Permeabilität besitzen; siehe 1.4.2).

4) Auf der niedrigsten Ebene steht die Heterogenität im Gefügebereich.

1.5.2 Zusammenhang zwischen Sedimentationseinheiten und fluid-flow

Von Chandler (1986), Chandler *et al.* (1989) und Goggin *et al.* (1986, 1992) wurde der Zusammenhang zwischen den verschiedenen Sedimentationseinheiten eines äolischen Deposystems und dessen "fluid flow" Eigenschaften deutlich aufgezeigt. Die Ergebnisse der Studien dieser Autoren zeigen ferner, daß die relativen Permeabilitätsunterschiede einzelner Sedimentationseinheiten, die an Aufschlüssen gemessen wurden, auch an Kernmaterial festzustellen sind. Die Autoren schließen daraus, daß die unterschiedlichen Permeabilitäten primär festgelegt sind, und durch diagenetische Veränderungen nur im Rahmen einer vorgegebenen Bandbreite verändert werden können. Hierzu muß angemerkt werden, daß das Kernmaterial aus demselben Aufschluß stammt, an welchem auch die Oberflächenmessungen vorgenommen wurden; d. h. beide Gruppen waren essentiell denselben diagenetischen Bedingungen unterworfen. Untersuchungen an Aufschlüssen (Chandler, 1988; s. Abb. 1.15, 1.16) bzw. an Kernmaterial anderer Formationen von Tanean, 1991 (Tensleep Sandstone, Karbon/USA); Arnold, 1994 (Charlie Lake Formation, Trias/Kanada) und Lindquist, 1988 (Nugget Sandstone, Jura/USA), bestätigen den Schluß, daß die verschiedenen äolischen Sedimentationseinheiten (Grainflow, Grainfall und Windrippel) ungeachtet der absoluten Werte, jeweils eine bestimmte relative Bandbreite von Permeabilitäts- und Porositätswerten abdecken (s. Tab. 1, Abb. 1.15, 1.16, 1.17 und 1.18).

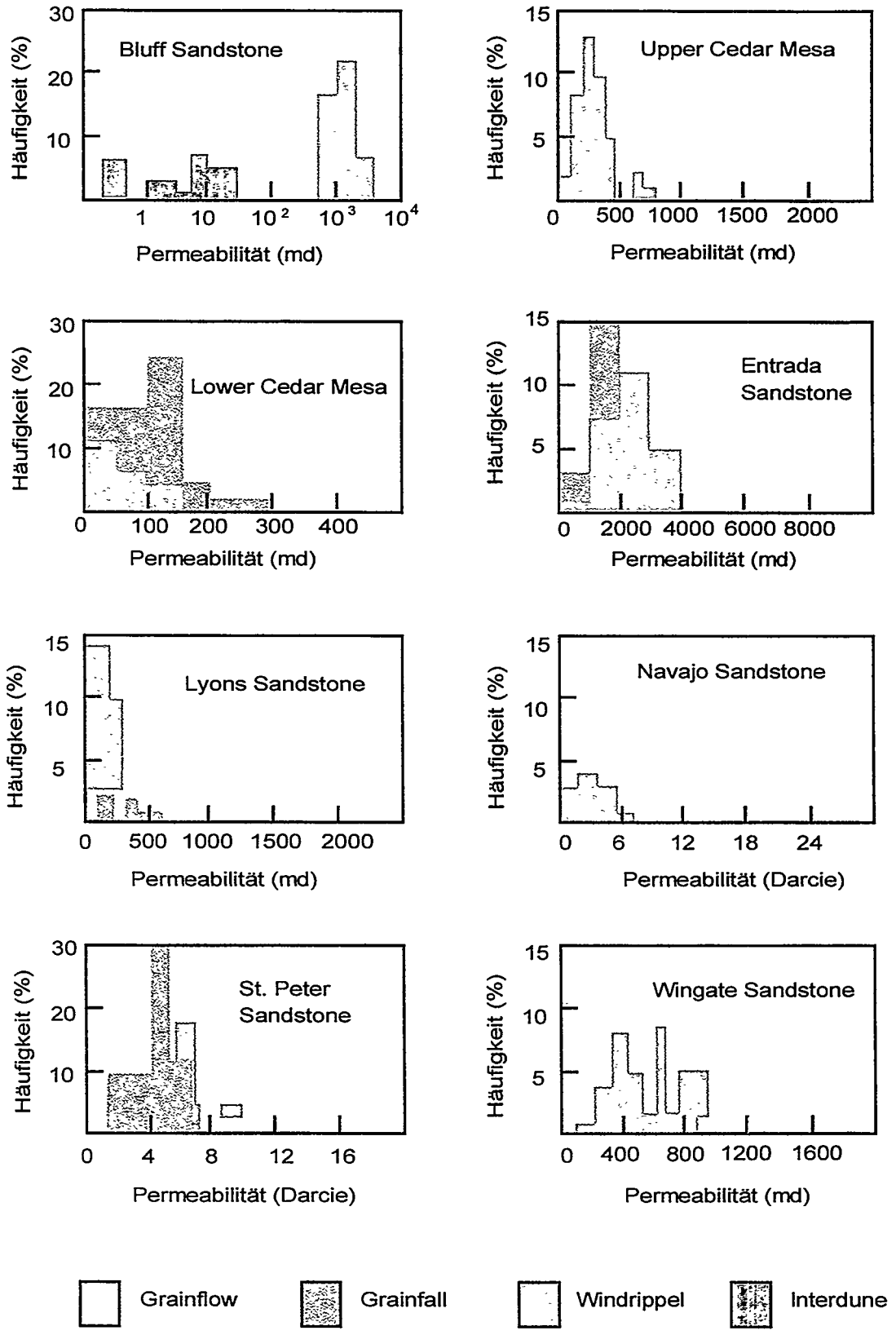
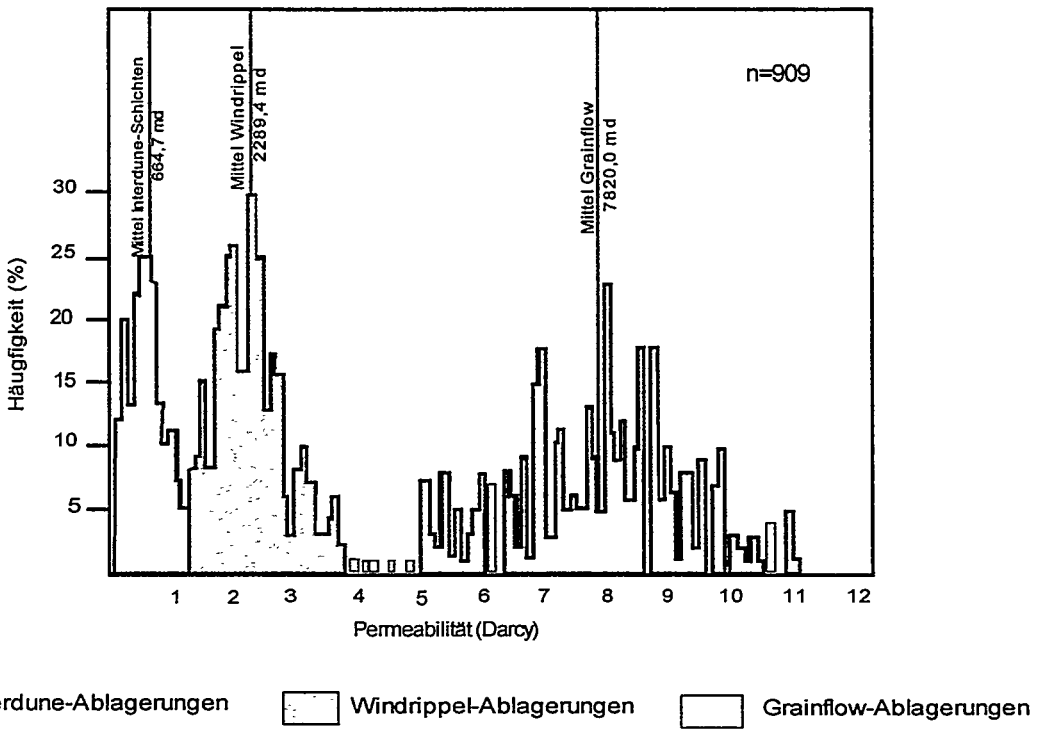


Abb. 1.15: Histogramme von nach Sedimentationseinheiten getrennten Permeabilitätswerten verschiedener äolischer Einheiten (Messungen mit Minipermeameter). Nach Goggin, 1988.

Sedimente aus nassen äolischen Ablagerungsräumen besitzen aufgrund des hohen Anteils an feiner Kornfraktion und der häufigen Präsenz frühdiagenetischer Evaporit-Zementation eine wesentlich geringere Permeabilität als Ablagerungen aus trockenen Systemen.



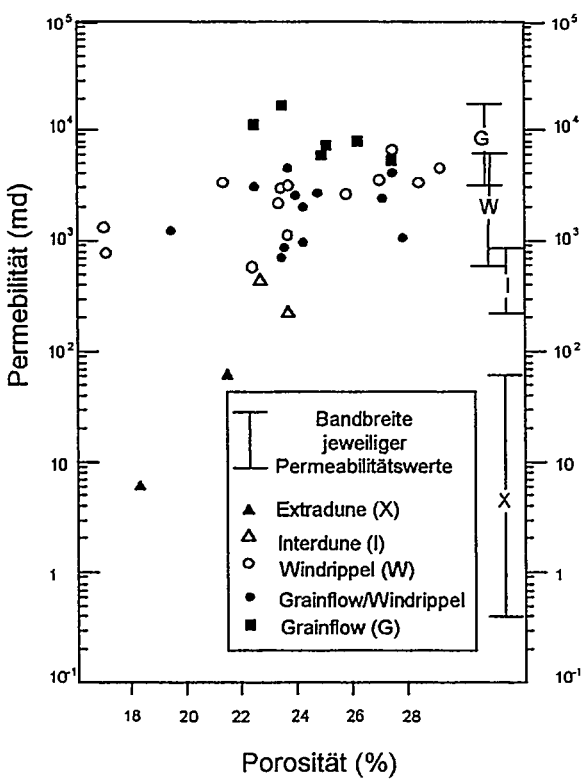


Abb.1.16 (oben): Abhängigkeit der Permealität von verschiedenen Sedimentationseinheiten des Page Sandstone. Aufschlußmessungen mit Minipermeameter. Nach Chandler et al. 1989.

Abb. 1.17 (links): Porosität/Permeabilität von plugs aus dem Page Sandstone. Nach Chandler, 1988.

Aufgrund der ablagerungsbedingten Geometrie und räumlicher Anordnung einzelner Sedimentationseinheiten sind die primären Porositäts- und Permeabilitätseigenschaften auch richtungsabhängige Werte.

Wegen ihrer relativ geringen Packungsdichte (Abb. 1.19) weisen Grainflow-Schichten die größte Permeabilität und die geringste Richtungsabhängigkeit der KW-Migration aller äolischer Sedimentationseinheiten auf. Windrippel-Laminae hingegen zeigen vor allem wegen der "Pinstripes" an ihrer Basis eine deutliche Richtungsabhängigkeit der Permeabilität, wobei kv deutlich kleiner als kh ist (siehe Abb. 1.18, 1.19, 1.20 und Tab. 1)

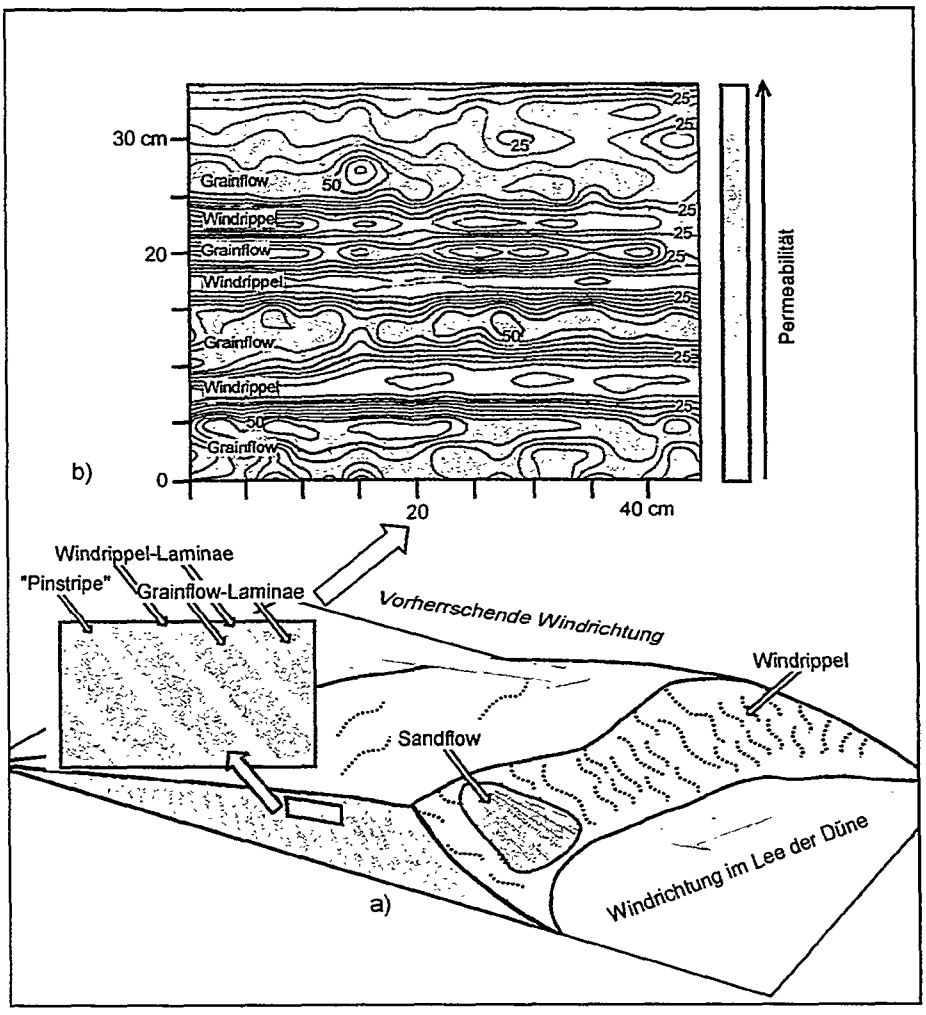
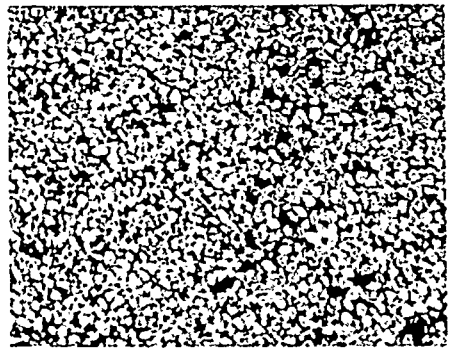
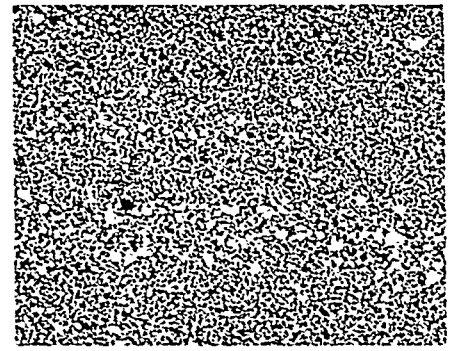


Abb. 1.18: a) Ursachen richtungsabhängiger Permeabilität in "typischen" Dünensedimenten. Durch sehr dünne Windrippel-Laminae, die sich auf der Leeseite von Dünen bilden und mit Grainflow-Schichten wechsellagern, bilden sich Permeabilitätsbarrieren parallel zum Einfallen der Leeblätter.
b) Darstellung der Ergebnisse eines sehr dichten Meßrasters, das mit einem Minipermeameter an einem Aufschluß (Page Sandstone) gemessen wurde. Die durch Windrippel-Schichten hervorgerufenen Permeabilitätsbarrieren sind deutlich zu erkennen. Isolinien geben die Durchflußrate in SLPM (Standardliter pro Minute) an. Verändert nach Chandler (1986) und Goggin et al. (1986).



Grainflow
kh = 137-154 md Porosität 16,3%
kv = 200 md



Windrippel
kh = 1,2-42 md Porosität 11,5%
kv = 0,02 md

Abb. 1.19: Dünnschliff-Aufnahmen der wichtigsten Schichtungstypen in produktiven Horizonten des Nugget Sandstone. Anschutz Ranch Field, Idaho-Wyoming Overthrust Belt. Aus Lindquist, 1988.

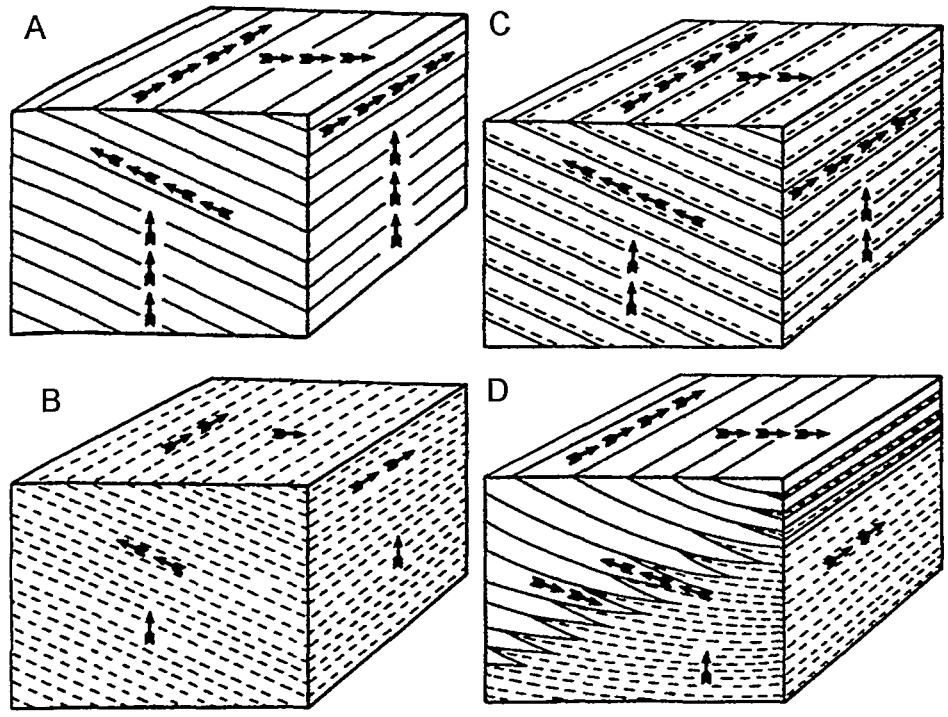


Abb. 1.20: Qualitative Darstellung der richtungsabhängigen Permeabilität in verschiedenen äolischen Sedimentationseinheiten. Je mehr Pfeile, desto höher ist die Permeabilität in der angegebenen Richtung. A) Grainflow, B) Windrippel, C) Grainflow mit basalen Windrippeln, D) Grainflow-Schichten, die sich am Dünenfuß mit Windrippel-Ablagerungen verzahnen (s. Abb. 1.5). Nach Chandler, 1988.

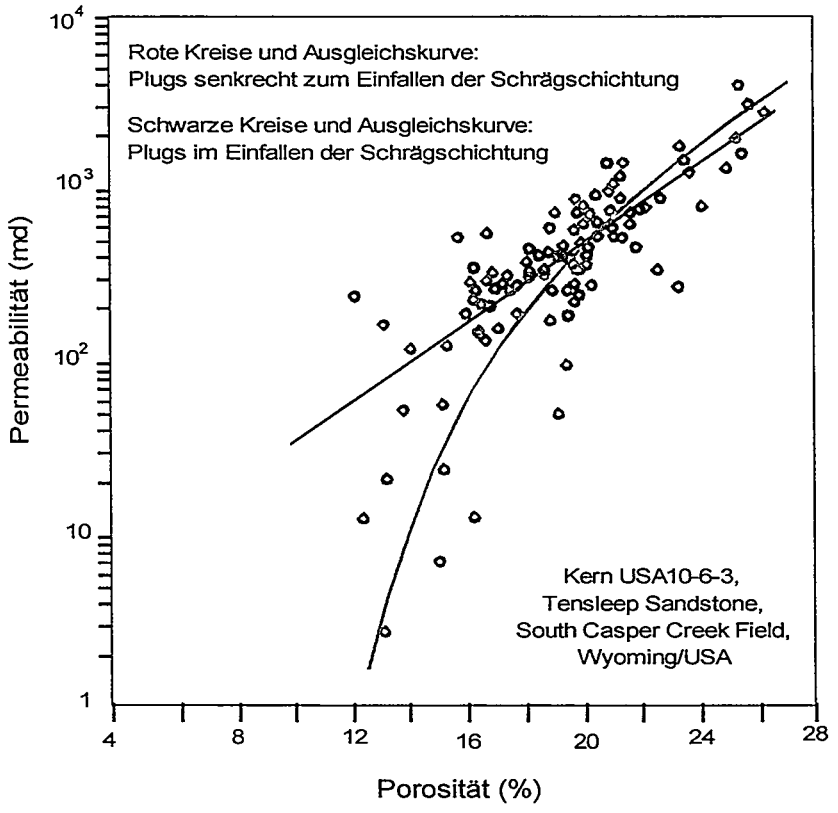


Abb. 1.21: Darstellung der Richtungsanisotropie der Permeabilität anhand unterschiedlich orientierter plugs. Nach Tanean, 1991.

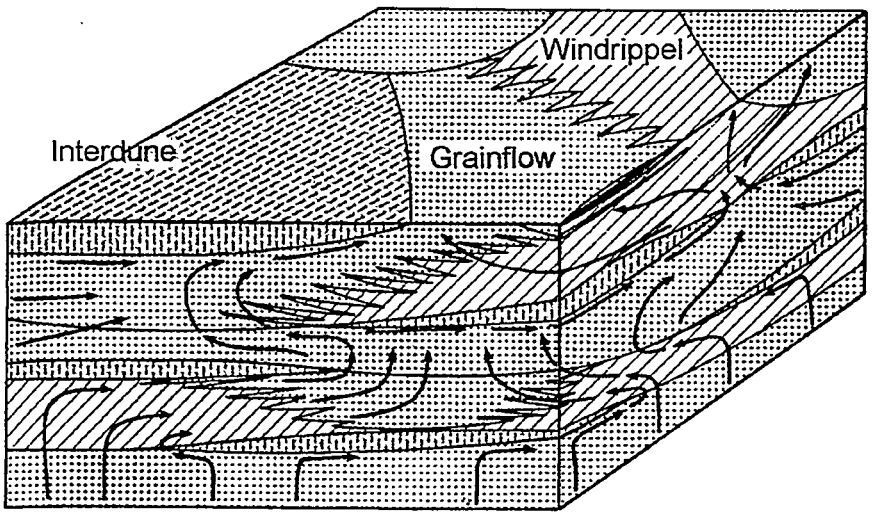


Abb. 1.22: Hypothetisches "Fluid-flow" Modell unter Berücksichtigung der unterschiedlichen Permeabilitätswerte einzelner Sedimentationseinheiten. Die Pfeile geben die bevorzugte Migrationsrichtung an. Nach Chandler, 1988.

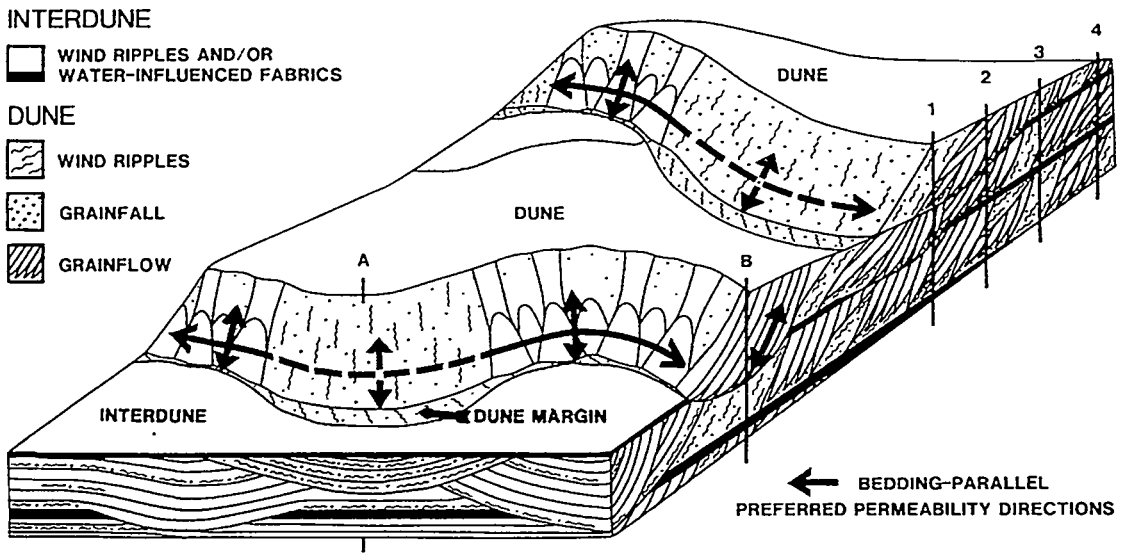


Abb. 1.23: Anwendung der in Abb. 1.22 dargestellten Zusammenhänge in einem größeren Rahmen, der aus äolischen Dünen und Interdune-Sedimenten besteht. Durch partielle Erosion der "Interdune-Barriere" besteht eine Kommunikationsmöglichkeit zwischen den beiden Dünen-Stockwerken. Aus Lindquist, 1988.

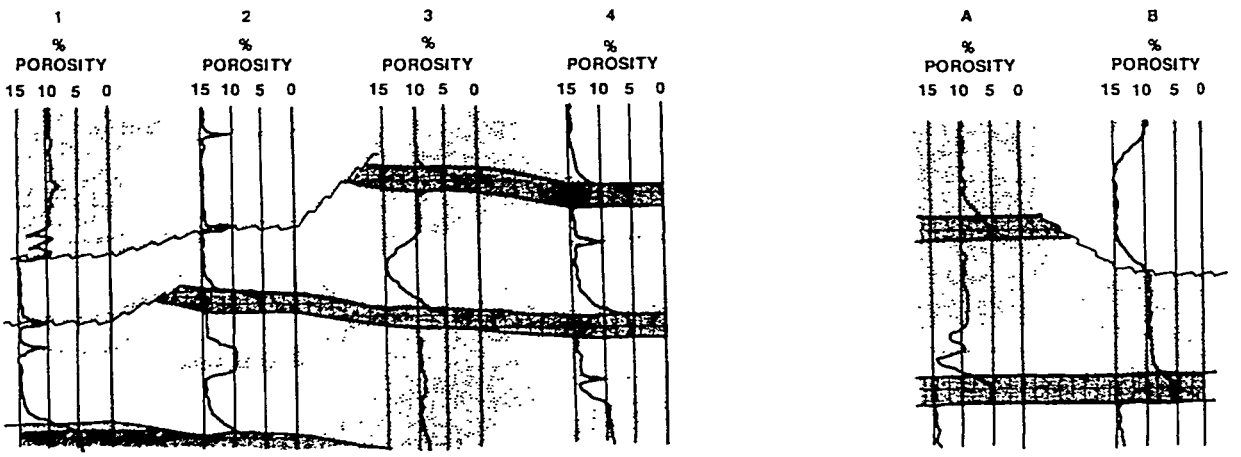


Abb. 1.24: Konstruierte porosity logs zu Abb. 1.23. Zuordnung: Kein Muster: Grainflow (Porosität 15 %), hell gerastert: Windrippel (Porosität 10 %) und dunkles Raster: Interdune-Ablagerungen (Porosität 5 %). Schnitt A-B senkrecht zur Windrichtung; Schnitt1-4 parallel zur Windrichtung; siehe Abb. 1.23. Aus Lindquist, 1988.

Die anhand der Abbildungen 1.15-1.21 aufgezeigten Unterschiede zwischen einzelnen Sedimentationseinheiten können als Grundlage für qualitative Modelle dienen, von denen einige in den Abbildungen 1.22, 1.23 und 1.24 dargestellt sind.

Ein geostatistisches Modell, das die dargestellten Heterogenitätseffekte in verschiedenen Ebenen berücksichtigt, wurde von Goggin (1988) entwickelt. Die Arbeit, die im Verlauf der vorliegenden Studie beschafft wurde, beinhaltet auch ausführliche und statistisch aufbereitete Datensätze zu diesem Themenbereich.

Die räumliche Anordnung der verschiedenen äolischen Sedimentationseinheiten wird durch die Geometrie der Dünen bestimmt; deshalb hat die Dünenform natürlich ebenfalls einen Einfluß auf die Verteilung der mit den Sedimentationseinheiten assoziierten Permeabilitätstrends. Dieser Faktor wurde in den bisher gezeigten Beispielen vernachlässigt. Bei Transversaldünen beispielsweise liegt wegen der geraden Dünenkämme die Ebene der maximalen horizontalen Permeabilität exakt senkrecht zur Windrichtung und parallel zum Einfallen der Leeblätter. Bei gebogenen Dünenkämmen, wie sie in Abb. 1.22 dargestellt sind, kommt es zu einer Krümmung dieser Ebene. Im Fall von komplex zusammengesetzten Draas (Abb 1.11c, d) hingegen liegen mehrere, unterschiedlich zur vorherrschenden Windrichtung orientierte Ebenen maximaler Permeabilität vor.

Die Dünengeometrie hat ebenfalls Auswirkungen auf die Ausbildung von Interdünensedimenten, welche sich in den morphologischen Senken zwischen einzelnen Dünenkämmen bilden. Bei geraden Transversaldünen sind die Interdünensedimente parallel zu den Dünenkämmen angeordnet; durch die Progradation der Dünen über die Interdünenbereiche entstehen zusammenhängende, planare Körper von Dünen- und Interdünensedimenten. Weil die migrierenden Dünen in einem Erg sich nicht in einer exakt waagerechten Ebene bleiben, sondern ähnlich wie Windrippel "klettern", fallen diese Körper entgegengesetzt zur Transporteichtung ein. Dies ist auch bei den meisten anderen Dünenformen der Fall, allerdings ist hier die dreidimendionale Geometrie der Interdünensedimente häufig anders. Handelt es sich bei den Dünen z. B. um gekrümmte Formen, so sind die resultierenden Interdünensedimente wegen des unregelmäßigeren Reliefs oft unzusammenhängend (s. Abb. 1.22)

	Sandflow	Windrippel	Interdune
Chandler et al., (1989) Page Sandstone, Aufschluß	7820 md (Mittelwert, Anzahl der Messungen nicht bekannt)	2289 md (Mittelwert, Anzahl der Messungen nicht bekannt)	664 md (Mittelwert, Anzahl der Messungen nicht bekannt)
Chandler et al., (1989) Page Sandstone, Kern	1000 - 5500 md		
Goggin et al. (1988) Page Sandstone, Aufschluß	43.9 SLPM (Standardliter pro Minute), Mittelwert aus 169 Messungen	8,9 SLPM Mittelwert aus 145 Messungen	1,81 SLPM Mittelwert aus 200 Messungen
Prosser & Maskall (1993) Rotliegend, Kern (Auk Field)	0 - 900 md (Werte aus graphischer Darstellung entnommen)	0 - 200 (Werte aus graphischer Darstellung entnommen)	Sandsheet: 0-200 md (Werte aus graphischer Darstellung entnommen)
Lindquist (1988) Nugget Sandstone, Kern	kh=137-154 md kv=200 md	kh=1,2 - 42 md kv=0,02 md	Wet Interdune: kh=0,01-0.02 md kv=0,01 md
Arnold (1994) Charlie Lake Formation, Kern	Mittelwert 201 md (0-912 md)	Mittelwert 148 md (0-630 md)	Sabkha: 134 md (0-544 md) Marin aufgearbeiteter Äolianit: 1 md (0-134 md)

Tabelle 1: Zusammenfassung von Poroperm-Daten in Abhängigkeit von der jeweiligen Sedimentationseinheit (Mittelwerte sind arithmetische Mittel)

1.6 Zitierte Literatur

Ahlbrandt, T. S. (1975): Comparison of textures and structures to distinguish eolian environments, Killpecker dune field, Wyoming. The Mountain Geologist, **12**: 61-73.

Arnold, K. J. (1994): Origin and distribution of aeolian sandstones in the Triassic Charlie Lake Formation, northeastern British Columbia. Unveröff. Diplomarbeit, University of Alberta, Edmonton, AB, Canada, 337 S.

Bagnold, R. A. (1941): The physics of blown sand. Methuen, London, 265 S.

Blakey, R. C. (1994): Paleogeographic and Tectonic Controls on some Lower and Middle Jurassic Erg Deposits, Colorado Plateau. In: *Mesozoic Systems of the Rocky Mountain Region, USA*, (Hrsg. von M. V. Caputo, J. A. Peterson and K. J. Franczyk): 273-298. Rocky Mountain Section, SEPM, Denver, CO

Chandler, M. A. (1986): Depositional controls on permeability in an eolian sandstone sequence, Page Sandstone, northern Arizona. Unveröff. Dissertation, University of Texas, Austin, TX, United States, 132 S.

Chandler, M. A., Kocurek, G., Goggin, D. J. & Lake, L. W. (1989): Effects of stratigraphic heterogeneity on permeability in eolian sandstone sequence, Page Sandstone, northern Arizona. AAPG Bulletin, 73: 658-668.

Clemmensen, L. B., Oxnevad, I. E. I. & de Boer, P. L. (1994): Climatic controls on ancient desert sedimentation; some late Paleozoic and Mesozoic examples from NW Europe and the Western Interior of the USA. Special Publication of the International Association of Sedimentologists, **19**: 439-457.

Clemmensen, L. B. & Abrahamsen, K. (1983): Aeolian stratification and facies association in desert sediments, Arran Basin (Permian), Scotland. Sedimentology, **30**: 311-339.

Folk, R. L. (1971): Longitudinal dunes of the northwestern edge of the Simpson Desert, Northern Territory, Australia, I. Geomorphology and grain size relationships. Sedimentology, **16**: 5-54.

Fryberger, S. G. (1990a): Depositional Models for Eolian Sand Seas. In: *Modern and Ancient Eolian Deposits: Petroleum Exploration and Production*, (Hrsg. von Fryberger, S. G; Krystinik, L. F. & Schenk, C. J.): 6.1-6.9. Rocky Mountain Section, S.E.P.M., Denver, CO.

Fryberger, S. G. (1990b): Eolian Stratification. In: *Modern and Ancient Eolian Deposits: Petroleum Exploration and Production*, (Hrsg. von Fryberger, S. G; Krystinik, L. F. & Schenk, C. J.): 4.1-4.12. Rocky Mountain Section, S.E.P.M., Denver, CO.

Fryberger, S. G., Ahlbrandt, T. S. & Andrews, S. (1979): Origin, sedimentary features, and significance of low-angle "sand sheet" deposits, Great Sand Dune National Monument and vicinity, Colorado. J. Sed. Petrology, **49**: 733-746.

Fryberger, S. G., Al-Sari, A. M. & Clisham, T. J. (1983): Eolian dune, interdune, sand sheet, and siliciclastic sabkha sediments of an offshore prograding sand sea, Dhahran area, Saudi Arabia. AAPG Bulletin, **67**: 280-312.

Fryberger, S. G. & Schenk, C. J. (1988): Pin stripe lamination; a distinctive feature of modern and ancient eolian sediments. Sedimentary Geology, **55**: 1-15.

Fryberger, S. G., Schenk, C. J. & Krystinik, L. F. (1988): Stokes surfaces and the effects of near-surface groundwater-table on eolian deposition. Sedimentology, **35**: 21-41.

Fryberger, S. G., Krystinik, L. F. & Schenk, C. J. (1990): Tidally flooded back-barrier dunefield, Guerrero Negro area, Baja California, Mexico. Sedimentology, **37**: 23-43.

Fryberger, S. G., Hesp, P. & Hastings, K. (1992): Aeolian granule ripple deposits, Namibia. Sedimentology, **39**: 319-331.

Glennie, K. W. (1970): Desert Sedimentary Environments. Developments in Sedimentology, **14**: 222 S. Elsevier, Amsterdam.

Goggin, D. J. (1988): Geologically-sensible modelling of the spatial distribution of permeability in eolian deposits; Page Sandstone (Jurassic), northern Arizona. Unveröff. Ph. D. Thesis, University of Texas, Austin, Austin, TX, United States, 436 S.

Goggin, D. J., Chandler, M. A., Kocurek, G. & Lake, L. W. (1992): Permeability transects of eolian sands and their use in generating random permeability fields. SPE Formation Evaluation, **7**: 7-16.

Goggin, D. J., Chandler, M. A., Kocurek, G. & Lake, L. W. (1988): Patterns of permeability in eolian deposits; Page Sandstone (Jurassic), northeastern Arizona. SPE Formation Evaluation, **3**: 297-306.

Havholm, K. G. (1991): Eolian event stratigraphy; theory, and application to the Middle Jurassic Page Sandstone, Colorado Plateau, U.S.A. Unveröff. Ph. D. Thesis, University of Texas, Austin, Austin, TX, United States, 264 S.

Havholm, K. G. & Kocurek, G. (1994): Factors controlling aeolian sequence stratigraphy; clues from super bounding surface features in the Middle Jurassic Page Sandstone. Sedimentology, **41**: 913-934.

Havholm, K. G., Blakey, R. C., Capps, M., Jones, L. S., King, D. D. & Kocurek, G. (1993): Aeolian genetic stratigraphy; an example from the Middle Jurassic Page Sandstone, Colorado Plateau. Special Publication of the International Association of Sedimentologists , **16**: 87-107.

Hunter, R. E. (1981): Stratification styles in eolian sandstones; some Pennsylvanian to Jurassic examples from the Western Interior U.S.A. In: Recent and ancient nonmarine depositional environments, SEPM Special Publication **31**: 315-329. SEPM (Society for Sedimentary Geology), Tulsa, OK.

Hunter, R. E. (1977): Basic types of stratification in eolian dunes. Sedimentology, **24**: 361-187.

Kocurek, G. & Fielder, G. (1982): Adhesion structures. Journal of Sedimentary Petrology, **52**: 1229-1241.

Kocurek, G. & Nielson, J. (1986): Conditions favourable for the formation of warm-climate aeolian sand sheets. Sedimentology, **33**: 795-816.

Langford, R. P., Chan, M. A. (1993): Downwind changes within an ancient dune sea, Permian Cedar Mesa Sandstone, Southeast Utah. Special Publication of the International Association of Sedimentologists **16**: 109-126.

Lindquist, S. J. & Kocurek, G. e. (1988): Practical characterization of eolian reservoirs for development; Nugget Sandstone, Utah-Wyoming thrust belt. Sedimentary Geology, **56**: 315-339.

McKee, E. D. (1966): Structures of Dunes at White Sands National Monument, New Mexico (and a comparison with structures of dunes from other selected areas). Sedimentology, **7**: 1-69.

McKee, E. D. (1979): A study of global sand seas. U. S. Geological Survey Professional Paper, **1052**: 187-238.

Rubin, D. A. & Hunter, R. E. (1982): Bedform climbing in theory and nature. Sedimentology, 29: 121-138.

Schenk, C. J. (1990a): Core Examples of Eolian Sandstone. In: *Modern and Ancient Eolian Deposits: Petroleum Exploration and Production*, (Hrsg. von S. G. K. Fryberger, L. F. & Schenk, C. J.); : 16.1-16.19. Rocky Mountain Section, S.E.P.M., Denver, CO

Schenk, C. J. (1990b): Processes of Eolian Sand Transport and Deposition. In: *Modern and Ancient Eolian Deposits: Petroleum Exploration and Production*, (Hrsg. von S. G. K. Fryberger, L. F. & Schenk, C. J.): 2.1-2.9. Rocky Mountain Section, S.E.P.M., Denver, CO.

Stokes, S. L. (1968): Multiple Parallel-truncation Bedding Planes - Feature of Wind Deposited Sandstone Formations. J. Sed. Petrol., **38**: 510-515.

Tanean, H. (1991): Multiscale reservoir characteristics of the Tensleep Formation, South Casper Creek Field, Natrona County, Wyoming. Unveröff. Diplomarbeit, Colorado School of Mines, Golden, CO, United States.

Ungar, J. E. & Haff, P. K. (1987): Steady state saltation in air. Sedimentology, 34: 289-300.

Wilson, I. G. (1973): Ergs. Sedimentary Geology, **10**: 77-110.

Yang, C. S. & Baumfalk, Y. A. (1994): Milankovitch cyclicity in the upper Rotliegend Group of The Netherlands offshore. Special Publication of the International Association of Sedimentologists, **19**: 47-61.

2.1 Kontrollfaktoren der Erg-Bildung und Erstellung von Vergleichskriterien

Die Entwicklungsgeschichte der einzelnen Becken, in denen Ergs entstanden und entstehen, ist natürlich grundlegend verschieden und durch eine unübersehbare Vielzahl von einzelnen Faktoren bestimmt. Die Ablagerung der äolischen Sedimente an sich ist allerdings nur von wenigen Grundlagen abhängig: Ein **Liefergebiet** für Sand (Lage in Verhältnis zu Erg, dominante Transportprozesse und Ergiebigkeit), **Wind** (Richtung, Konstanz und Stärke), eine **"Falle"** für den transportierten Sand sowie Lage und Gestalt dieses Beckens sind die wichtigsten Kontrollfaktoren der Erg-Entwicklung. Das Klima spielt nur eine indirekte Rolle, indem es einzelne der vorgenannten Faktoren verstärkt oder abschwächt. So ist es naheliegend, diese Kontrollfaktoren zu qualifizieren und zur Basis einer einfachen (vereinfachenden) Typisierung von Sandseen zu machen. Viele dieser Faktoren lassen sich aber in fossilen Ergs nur indirekt ableiten, so z. B. Sandnachschub oder Windrichtung- und stärke. Daher müssen diese Faktoren anders eingegrenzt werden; die folgenden Suite von Kriterien bieten sich zur Einordnung und zum Vergleich verschiedener Äolischer Ablagerungssysteme an:

2.1.1 Art der "Sandfalle"

Als Falle wirken können alle klimatischen oder morphologische Faktoren, die für ein Nachlassen der Windgeschwindigkeit und damit der Transportenergie sorgen. Es lassen sich nach Fryberger (1990) zwei grundlegende Typen unterscheiden:

a) **Topographische Fallen.** Dies sind z. B. Gebirgszüge, in deren Luv Sand abgelagert wird, da aufgrund der Ablenkung des Windes dessen Geschwindigkeit nachläßt. Liegt das Liefergebiet hingegen auf einem morphologischen Hoch, fällt Sand aufgrund der nachlassenden Transportenergie des Windes im Lee des Gebirges aus. Dasselbe trifft natürlich auch auf ein morphologisches Becken zu.

b) **Klimatische Fallen.** Klimatische Bedingungen, welche zur Sandakkumulation führen können, sind z. B. ein Nachlassen der Windgeschwindigkeit durch Aufeinandertreffen verschiedener Zirkulisationssysteme, wobei der resultierende Wind eine veränderte Windrichtung und verringerte Energie besitzen kann. Zu den klimabedingten Fallen gehört auch das Nachlassen der Transportenergie von Wind, der über bewachsene Ebenen weht.

Größere Wasserflächen nehmen eine Mittelstellung zwischen topographischen und klimatischen Fallen ein. Aufgrund der Temperaturunterschiede zwischen Wasser und Land ändert sich die Windrichtung und/oder Geschwindigkeit, Sand kann abgelagert werden. Ferner unterbindet eine größere Wasserfläche extrem effektiv den Prozeß des saltativen Transports. Meeresküsten und die Ufer größerer Seen können aber durchaus auch die Funktion des Liefergebietes übernehmen, indem durch Strömungen transportierter und entlang der Küste abgelagerter Sand vom Wind weiter landeinwärts transportiert wird.

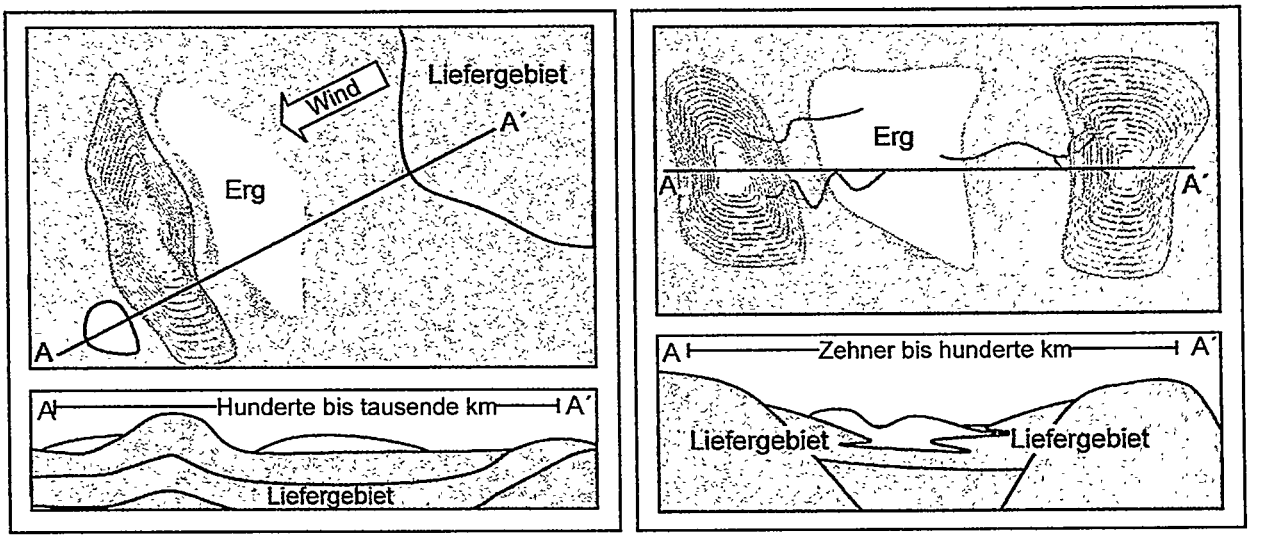


Abb. 2.1: Klassifikation von Ergs anhand der Entfernung vom Liefergebiet. Links: Bildung eines Ergs durch Anwesenheit einer Sandfalle; Liefergebiet außerhalb des Beckens (distal), hauptsächlicher Grund für die Erg-Bildung ist das Vorhandensein einer Sandfalle. Rechts: Entstehung eines Ergs durch das Vorhandensein eines Liefergebietes im Ablagerungsbecken (proximal), Schwerpunkt der Erg-Bildung hier ist die Anwesenheit eines Liefergebietes (bei geeigneten Umweltbedingungen). Verändert nach Fryberger (1990).

2.1.2 Entfernung vom Liefergebiet

Die Position eines Ergs in Relation zum Liefergebiet (Abb. 2.1) ist mitbestimmend für die Wirksamkeit eventuell vorhandener Sandfallen und das Sandbudget des resultierenden Ergs. Bei einem **proximalen Liefergebiet** können sich Dünen allein deshalb aufbauen, weil einfach genügend Sand zur Verfügung steht. Ein **distales Liefergebiet** hingegen betont die Bedeutung der wirksamen Sandfalle.

2.1.3 Position in Relation zur Küste

Die Nähe zu größeren Wasserflächen (gleich ob marin oder lakustrin) hat deutliche Auswirkungen sowohl auf die Entwicklung, als auch auf die Diagenese äolischer Sedimente, weshalb dieser Faktor beim Vergleich fossiler äolischer Deposysteme eine wichtige Rolle spielt und der darüber hinaus auch einfach festzustellen ist.

Küstennahe Ergs sind durch die direkten Auswirkungen von Meeresspiegel-Schwankungen auf den äolischen Ablagerungsraum charakterisiert (gilt eingeschränkt auch für Seeufer). Insofern lassen sie sich relativ einfach in das Konzept der Sequenzstratigraphie einbinden, was die Vorhersagbarkeit ihres Auftretens vereinfacht. So führen Regressionen zu einem Anstieg der verfügbaren Sandmenge in einem lokalen Liefergebiet und bei günstigen Verhältnissen zur Ausbildung eines strandnahen Dünengürtels (Fryberger, 1990). Durch kurzzeitige, kleinere Transgressionen kann es zu einer vielfachen Verzahnung mit marinen Sedimenten kommen. Der in der Regel hohe Grundwasserspiegel eines küstennahen settings erhöht die Chance einer frühdiagenetischen Zementation mit Evaporiten. Durch den generell hohen Grundwasserspiegel ist Sand im Fall küstennaher Ergs stärker stabilisiert als in rein kontinentalen settings, was häufig andere Dünenformen (z. B. "blow-out" Dünen) zur Folge hat.

Binnenländische Ergs. In rein kontinentalen settings fällt die Schwankung des Meeresspiegels als Steuerungsfaktor weg; die Kontrolle durch tektonische Faktoren und die Auswirkung lokaler und regionaler Klimabedingungen ("drying-up" Zyklen; s. Kap. 1.4) dominiert.

2.1.4 Prozeß der Sandkonzentration

Das Vorhandensein eines vom Ablagerungsraum entfernten Liefergebietes allein reicht nicht aus, um den kontinuierlichen Nachschub an Sand zu gewährleisten, der zu Bildung großer Ergs notwendig ist. Nötig ist auch ein Prozeß, der Sand vom Liefergebiet weg transportiert, und an anderer Stelle anreichert. Von Marzolf (1988) werden Ergs entsprechend dem dominanten Prozeß der Sandkonzentration in zwei Typen eingeteilt:

Sandkonzentration allein durch fluviatile Prozesse (Typ 1): Der Sand entstammt bei äolischen Sedimenten dieses Typs einzig der Deflation von Überschwemmungsebenen. Die Orientierung der Windrichtung im Verhältnis zur Fließrichtung der Flußsysteme spielt keine Rolle. Die äolischen Ablagerungen verzahnen sich häufig mit fluviatilen Sedimenten und erreichen meist keine große Mächtigkeit (Marzolf, 1988). Bei weiterer Subsidenz des Beckens wird die äolische Sedimentation durch fluviatile abgelöst. Ein rezentes Beispiel für Ablagerungen dieses Typs währen die äolischen Sedimente des Tarim-Beckens.

Sandkonzentration durch fluviatile und littorale Prozesse (Typ 2): In diesem Modell wird Sand durch Flüsse an eine Küste (marin oder fluviatil) transportiert und dort durch küstenparallelen Transport weiter konzentriert. Die Menge an Sand, die dem äolischen System zur Verfügung steht, ist direkt von der Höhe des Wasserspiegels abhängig. Zur Bildung eines Ergs muß der Wind anlandig sein; die Windrichtung ist also grob senkrecht zur Küstenlinie und parallel zum Verlauf des Flußsystems. Typ 2-Äolianite überlagern oft fluviatile Sedimente, verzahnen sich aber nur selten mit diesen. Überlagert werden sie meist von transgressiven marinen oder lakustrinen Serien (Marzolf, 1988). Die Namib stellt ein rezentes Beispiel dieses Typs dar.

2.1.5 Geotektonische und stratigraphische Position

Der Beckentyp, d. h. seine Einordnung in einen plattentektonischen Zusammenhang, ist von entscheidender Bedeutung für Sedimenttransport und -verfügbarkeit, sowie für die Subsidenz- und Diagenesegeschichte der abgelagerten Sedimente. Beispiele für mögliche Faziesassoziationen in Abhängigkeit von verschiedenen Beckentypen sind in Abb. 1.21 dargestellt. Erstaunlicherweise existieren keine detaillierten Studien, die sich mit der Abhängigkeit von Erg-Entwicklung und Erhaltungspotential in Abhängigkeit vom geotektonischen setting beschäftigen; trotzdem stellen diese Rahmenbedingungen wichtige Faktoren zur Einordnung äolischer Systeme dar.

Die Paläogeographische Breite gibt Hinweise auf das während der Ablagerung einzelner Abfolgen herrschende Klima. Der wichtigste indirekte Aspekt des jeweilig herrschenden Klimas, nämlich die Vegetationsdichte, steht wiederum in direkter Abhängigkeit von der jeweiligen geologischen Epoche. Es lassen sich vier Epochen der Pflanzenentwicklung unterscheiden, die für Sedimenttransport und -nachschub von Bedeutung sind. Die erste ist die vordevonische Epoche, in der Aufgrund des Fehlens von Landpflanzen die Entwicklung ausgedehnter Ergs wesentlich einfacher möglich war als heute. Zwischen Devon und Karbon dominierte die Besiedlung feuchter Landstriche durch Pteridophyten mit nur geringem Einfluß auf Sedimentdynamik innerhalb des Ergs, aber mit spürbarer Auswirkung auf fluviatilen Transport. Der Zeitraum Perm-Jura wurde von Nacktsamern bestimmt, die schon deutlich trockenere Standorte besiedeln konnten und somit die Erg-Entwicklung zum ersten Mal erschwerten.

Mit den ab der Unterkreide auftretenden Bedecktsamern schließlich begann die Entwicklung zur heutigen Situation einer immer besser angepaßten und widerstandsfähigeren Pflanzendecke, die ihren momentanen Höhepunkt im Auftauchen der Gräser im Oligozän fand. Somit zeigt sich, daß die Wahrscheinlichkeit der Bildung ausgedehnter Ergs mit fortschreitender Pflanzenentwicklung immer weiter abnimmt. Insofern wird klar, warum der Schwerpunkt der vorgestellten Beispiele aus vorkretazischen Epochen stammt.

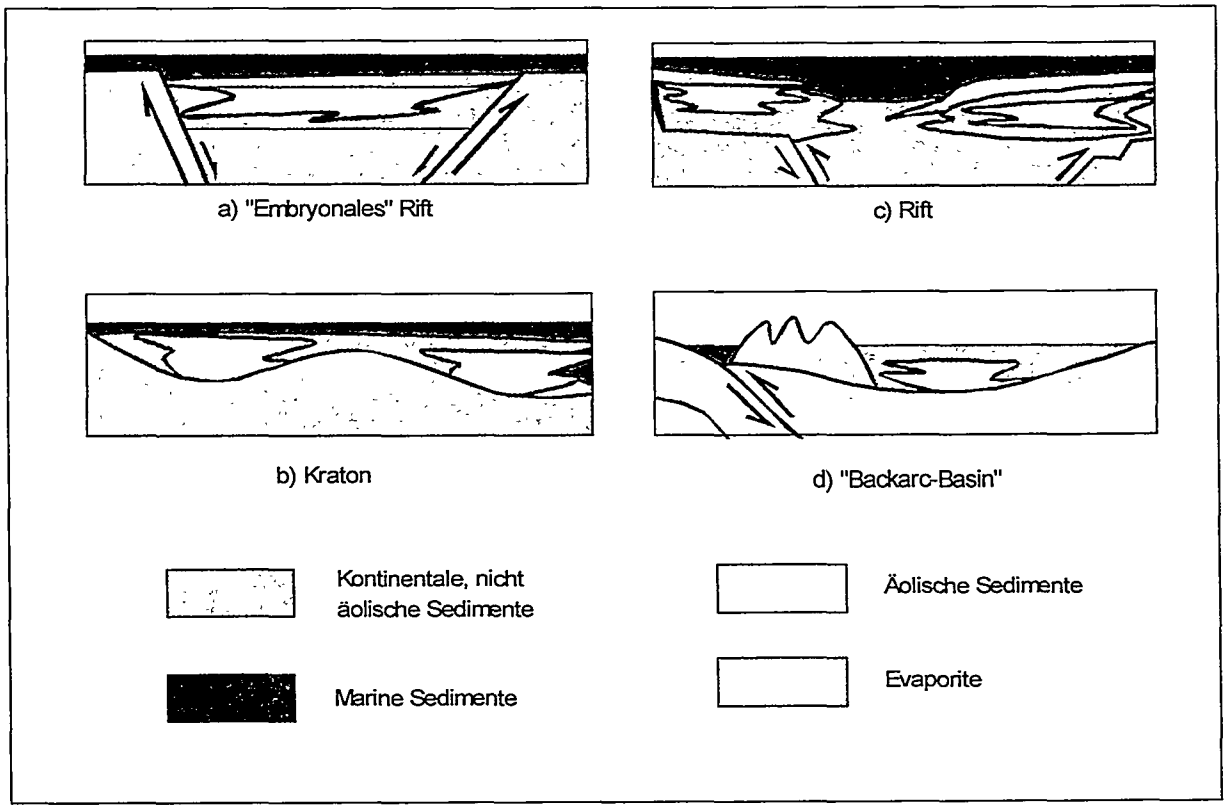


Abb. 2.2 Plakative Darstellung unterschiedlicher Ausprägung von Erg-Systemen in Abhängigkeit von der plattentektonischen Position. Verändert nach Fryberger, 1990.

2.2 "Klassifikation" von Dethlingen-, Mirow- und Parchim-Formation

Zur Verdeutlichung der aufgestellten Kriterien wird im folgenden versucht, die Sedimente des Oberrotliegend diesbezüglich einzuordnen (auf die Diskussion von Beckentyp und Paläogeographie wird verzichtet). Ferner werden mögliche Steuerungsfaktoren der Sedimentationsgeschichte andiskutiert.

2.2.1 Binnen- oder Küstenwüste ?

Die Sedimente des Norddeutschen Oberrotliegend besitzen je nach Position im Becken Charakteristika von küstennahen und binnenländischen Ergs. In der Literatur finden sich nur Hinweise auf "dry interdune" Sedimente (Drong et al., 1982; Schneider & Gebhard, 1993). Zumindest in der Nähe des Endsees sollten aber auch - durch den dort hohen Grundwasserspiegel - in den morphologischen Senken zwischen den Dünen "wet interdune" Ablagerungen möglich sein. Es dürfte allerdings schwierig sein, diese von kurzzeitigen Überflutungsabsätzen zu unterscheiden.

2.2.2 Die Sandfalle

Am stärksten wurde die Ablagerung von äolisch transportiertem Sand durch morphologische Faktoren bestimmt. Dazu zählen neben dem Beckenrand im Süden auch Täler, die synsedimentär aktive Grabensysteme vorbestimmt sein können (Gast, 1988) sowie lokale "Schwellen" (Schneider & Gebhard, 1993). Überlegungen zum Einfluß lokaler Reliefunterschiede wurden von Glennie (1982 und 1985) dargestellt.

2.2.3 Art der Sandanreicherung

Die Anreicherung von Sand fand durch eine Kombination fluviatiler und littoraler Prozesse statt, das Liefergebiet für den äolisch weiter transportierten Sand sind die Ufer des zentralen Endsees und fluviatile Schotterfluren. Neben petrographischen Untersuchungen (Kleditsch & Kurze, 1993; McCann, 1998), die als Liefergebiet das variskische Hinterland angeben, spricht die vorherrschende Windrichtung (N-NE, seltener E; s. z. B. Glennie, 1983a, 1990[1]) für eine solche Anreicherung.

[1] In der Literatur finden sich generell keine Aussagen darüber, ob die Richtungsdaten gemäß der paläogeographischen Position des Südlichen Permbeckens in Bezug zu seiner heutigen Lage rotiert wurden. Es muß also davon ausgegangen werden, daß sie sich auf das heutige Koordinatensystem beziehen, was natürlich zu Fehlinterpretationen bezüglich klimatischer Faktoren (z. B. "NE-Passat") führt; siehe auch Diskussion weiter oben.

Ein äolischer Transport von Sand aus nördlichen Liefergebieten über die Wasserfläche des Playasees hinweg ist ohnehin unmöglich, da Wasser den saltativen Transport unterbindet und auch während sehr starker Sandstürme kaum Sand suspensiv transportiert wird. Material nördlicher Herkunft könnte nur durch Transport innerhalb des Sees oder nach dessen Trockenfallen für die äolischen Sedimentationsräume im Süden nutzbar gemacht werden.

2.2.4 Heterogenitätselemente

Die räumliche Ausdehnung einzelner Elemente ist im verfügbaren Schrifttum aus verschiedenen Gründen kaum dokumentiert, weshalb die Elemente hier nur aufgelistet werden.

Extra-Erg:
Sabkha-, Playa-, Sheetflood- lakustrine und fluviatile Ablagerungen (auch "debris flow") sowie darüber hinaus, die Erg-Ablagerungen terminierend und modifizierend, marine Sedimente (Gralla, 1988; Glennie & Buller, 1983; Glennie & Provan, 1990; Kleditsch & Kurze, 1993; Schneider et al., 1993).

Erg:
Dünensedimente, Interdünensedimente ("dry interdune" und "wet interdune"; letztere oft durch Haloturbation charakterisiert)

2.2.5 Mögliche Dünentypen

Da die ausgebildeten Dünentypen Aussagen über die Position des untersuchten Abschnitts innerhalb des Ergs erlaubt, macht ihre Kenntnis eine begrenzte qualitative Vorhersage der lateralen Faziesentwicklung möglich. Barchane z.B. deuten auf ein nur knapp positives Sandbudget und somit auf eine Position an den Rändern des Ergs hin, während zusammengesetzte Dünen (Draas) auf eine eher zentrale Position schließen lassen. Anhand zahlreicher Dipmeter-Logs von Bohrungen aus dem westlichen Teil des Südlichen Permbeckens und dem Moray Firth Basin, versuchte Glennie (1982) die Morphologie der duchteuften Dünensedimente zu rekonstruieren. Da die Bestimmung der Dünenmorphologie schon im Aufschluß oft unmöglich ist, sind beim alleinigen Vorliegen "zweidimensionaler" Datensätze den Rekonstruktionsversuchen oft enge Grenzen gesetzt. Da die Diskussion der Dünentypen in der Literatur jedoch einen breiten Raum einnimmt, wird sie im folgenden kurz dargestellt.

Aufgrund der geringen Streubreite der Einfallsrichtungen und der daraus abgeleiteten unidirektionalen Transportrichtung schloß Glennie auf Transversaldünen als dominanten Formtypus. Einige der Einwände, die gegen dieses Modell erhoben wurden (Steele, 1985), konnten entkräftet werden (Glennie, 1985); einer der wichtigsten Gründe, die gegen die Annahme simpler Transversaldünen sprechen, wurde erst später von Sneh (1988) vorgebracht. Dieser Autor wies darauf hin, daß die Annahme von Transversaldünen nicht die Häufigkeit von flach (< 20°) einfallenden Schichtflächen erklären kann. Reine Transversaldünen besitzen einen aktiven Leehang ("slipface"), über dessen gesamte Fläche (vom Dünenkamm bis zum Dünenfuß) Sand abrutschen kann. Daraus sollte eine mit 31-34° einfallende, gerade Fläche resultieren. Auch wenn man die postsedimentäre Kompaktion berücksichtigt, sollten diese Werte immer noch deutlich über 20° liegen[2].

Anders bei Dünen, deren englische Bezeichnung "oblique dunes" daher stammt, daß ihr Dünenkamm schräg (meist mit etwa 30-45°) zur vorherrschenden Windrichtung orientiert ist. Sie stellen eine Mischform aus transversalen (d. h. senkrecht zum Wind orientierten) und longitudinalen (Dünenkämme parallel zum Wind) Dünen dar (Rubin & Hunter, 1985). Die Leeflanke dieser Dünen besteht neben dem aktiven slipface nahe des Dünenkamms zum überwiegenden Teil aus flacher einfallenden Schichten, die am Dünenfuß tangential zu unterlagernden horizontalen Schichten umbiegen. Solche Dünen produzieren also ein weites Spektrum aus unimodal streichenden Flächen mit unterschiedlichem Einfallen.

Weitere Indizien, die zur Klärung des Dünentyps herangezogen werden können, sind die überlieferten Schichtungstypen. Im Fall von Transversaldünen, deren gesamter Leehang als slipface fungiert, sollten die überlieferten Sedimente überwiegend aus Grainflow-Schichten bestehen. Das dies in untersuchtem Kernmaterial (siehe z. B. Drong et al., 1982) und in einigen Aufschlüssen permischer Sedimente (Corrie Sandstone/Schottland, Chrintz & Clemmensen, 1993; Kreuznacher Sandstein, Sneh, 1988) nicht der Fall ist - es dominieren häufig Windrippel-Schichten - wird von Sneh (1988) als Hinweis auf "oblique dunes" gewertet.

Nimmt man die Migration eines Feldes dieser Dünen an, läßt sich auch das in vielen Dipmeterlogs, Kernmaterial und Aufschlüssen (Clemmensen & Abrahamsen, 1983; Drong et al., 1982; Glennie, 1983a und 1984; Sneh, 1988) zu beobachtende Muster von ca. 2-15 m mächtigen Zyklen, die ein von der Basis zum Top stetig steigendes Schichteinfallen zeigen, erklären.

[2] Glennie et al., (1978) erwogen eine kompaktionsbedingte Reduktion des Einfallens von bis zu 30%; dies scheint jedoch problematisch, da sonst die vereinzelt gemessenen Werte von bis 35° ein ursprüngliches Einfallen von 45° repräsentieren würden.

Die horizontal gelagerten Sedimente an der Basis sind Interdune Ablagerungen, die überwiegend aus Windrippel-Schichten bestehen sollten; darauf folgen die Sedimente des slipface-freien Teil des Leehangs, die aus Windrippel- Grainfall und untergeordnet auch Grainflow-Schichten aufgebaut sind. Die steil einfallenden Schichten am Top eines Zyklus sind die Reste des aktiven slipface und bestehen überwiegend aus Grainflow-Schichten.

Die Interpretation der Dünenformen wurde oftmals in Hinblick auf angenommenen Passatwinde durchgeführt (z. B. Glennie, 1983b); andererseits wurde die Theorie der während des Perm vorherrschenden Passatwinde anhand der aus den interpretierten Dünenformen abgeleiteten Transportrichtungen bekräftigt. Trotz dieses Zirkelschlusses ist es nicht nötig, wie von Sneh (1988) gefordert, in Hinblick auf die permischen Zirkulisationssysteme umzudenken. Denn eine Rückrotation der nach der Neuinterpretation angenommenen nördlichen Windrichtung um den Betrag der Rotation des Rotliegendbeckens seit dem Perm führt wieder zu einer NE-Richtung.

Die oben gemachten Überlegungen gelten nur bedingt für die Äolianite am äußersten Südrand des Beckens, die sich auf engem Raum mit ephemer-fluviatilen Sedimenten verzahnen. Hier können sich wegen des oft neutralen oder negativen Sandbudgets und des höheren morphologischen Reliefs andere Dünenformen ausbilden. Es wäre hier beispielsweise mit dem häufigeren Auftreten von Barchanen zu rechnen, die auch isoliert (z. B. in Sabkha-Ablagerungen) auftreten können.

2.3 Mögliche Steuerungsfaktoren der Sedimentation

2.3.1 Klimatische Steuerung

Die paläogeographische Position des Südlichen Permbeckens bei einer Breite von ca. 15° N (Ziegler, 1990), die Anwesenheit einer größeren Wasserfläche, und die Ansiedlung in einer Epoche mit häufigen Vereisungen der Polkappen legen eine übergeordnete Steuerung des Sedimentationsgeschehens durch klimatische Prozesse nahe. Auf den Einfluß der verschiedenen Glazialphasen auf die Windgeschwindigkeit und somit die Entwicklung äolischer Sedimente wurde von Glennie (1983b; 1985) hingewiesen. Dadurch, daß vereiste Polkappen vorhanden sind, dehnt sich die Polarfront während einzelner Glaziale weiter äquatorwärts aus und die übrigen Zirkulisationssysteme (z. B. Westwind-Drift und Hadley-Zellen) werden "gestaucht".

Daher rücken die Temperatur- und Luftdruckunterschiede näher zusammen, woraus eine höhere potentielle Windgeschwindigkeit resultiert. Während einer Interglazialphase hingegen sollte das Klima in der Breitenlage des Südlichen Permbeckens aufgrund der erneuten Ausdehnung der tropischen Zirkulisationssystem und des generell höheren Feuchtigkeitstransport niederschlagsreicher werden (Barron & Moore, 1994).

Ein weiterer, kurzfristig wirksamer, klimatischer Steuerungsfaktor sind episodische, starke Niederschläge, die von einigen Autoren für das Oberrotliegend im südlichen Permbecken (z. B. Gralla, 1988) und benachbarte permische Einheiten (z. B. Corrie Sandstone, Schottland; Clemmensen & Abrahamsen, 1983) angenommen wurden. Diese lassen sich ebenfalls durch die Breitenlage des südlichen Permbeckens erklären; da es im Sommer auf der Nordhemisphäre Pangäas - durch die Erwärmung der großen Landmasse - zur Ausbildung eines thermischen Tiefs kommen muß, verlagert sich die Innertropische Konvergenzzone (ITZ) nach Norden. In Folge dessen tritt der SE-Passat der Südhalbkugel auf die Nordhalbkugel über, nimmt über den Tropen Feuchtigkeit auf und wird durch die ablenkende Wirkung der Coriolis Kraft zum SW-Monsun. Dieser "Megamonsun" Pangäas wurde schon zur Erklärung der Zyklizität triadischer und permischer Sedimente des Western Interior der USA herangezogen (z. B. Dubiel, 1993). Verschiedene Klimamodelle (z. B. Barron & Moore, 1994) zeigen eine hohe Wahrscheinlichkeit für saisonale Regenfälle - zumindest im Hinterland des Südlichen Permbeckens - an.

Eine klimatische Kontrolle der (zyklischen) Sedimentation während des Perm wurde bereits propagiert (z. B. Clemmensen et al., 1994); von einigen Autoren (z. B. Yang & Baumfalk, 1994) wurde die Zyklizität der Oberrotliegend-Sedimentation in Zusammenhang mit übergeordneten Orbitalzyklen ("Milankovitch-Zyklen") dargestellt. Verdier (1996) untergliedert permische Sedimente insbesondere des britischen Sektors in zwei übergeordnete "drying-up" Zyklen. Aufgrund der ungenügenden Kontrolle des temporalen Entwicklung des Beckens durch relative und absolute Datierungen, ist jedoch - ohne die Bedeutung klimatischer Steuerung relativieren zu wollen - von einer unkritischen Übertragung vorgegebener Zeiträume (Milankovitch-Zyklen) auf Sedimentpakete gegebener Mächtigkeit abzuraten.

2.3.2 Tektonische Steuerung

Tektonische Elemente wirken zumindest zur Mirow/Parchim Zeit mitbestimmend bei der Lage des Flußsystems (Plein, 1993). Darüber hinaus bestimmen sie wesentlich die Mächtigkeit der erhaltenen Sedimente (z. B. Drong et al., 1982). Ob aber beckenweite tektonische Prozesse für die Sedimentzyklen verantwortlich sind, ist fraglich. Da sich einige der für das Oberrotliegend propagierten tektonischen "Bewegungen" (Altmark II-IV) weder beckenweit korrelieren lassen, noch mit Änderungen der petrographischen Zusammensetzung der Sedimente verbunden sind (McCann, 1998), kann nicht unbedingt von einer tektonischen Kontrolle ausgegangen werden. Vielmehr kann es sich auch bei diesen Ereignissen um klimatische Signaturen handeln.

Unbestreitbar sind jedoch die Auswirkungen regionaler und lokaler tektonischer Ereignisse auf die Morphologie des Beckens. Diese wiederum hat direkte Auswirkungen auf das Sedimentationsgeschehen und, zumindest auf regionaler Ebene, auf das Klima. Der wichtigste Aspekt der regionalen und lokalen tektonischen Ereignisse liegt allerdings in der Bereitstellung von Akkomodations- und Preservationsraum. Dieser Aspekt ist von größerer Bedeutung als die von Glennie (1982, 1985) dargestellte mögliche Steuerung von Dünenformen durch lokale Reliefunterschiede. Denn zum einen ist es fraglich, inwieweit - auch während der Synrift-Phase - eine relevante Reliefenergie im Beckeninneren vorhanden war, zum anderen bestimmt allein der Preservations- und Akkomodationsraum das heutige Bild der permischen Ablagerungen. Die mögliche Ausbildung nicht erhaltungsfähiger äolischer Sedimente hingegen ist wenig relevant.

Insofern liegt der wichtigste Aspekt synsedimentär aktiver Gräben und Halbgräben darin, daß sie sowohl äolische als auch fluviatile Sedimente vor Abtragung schützen können, indem diese unter das lokale "base-level" möglicher Erosion abgesenkt werden. Ein interessanter Aspekt ergibt sich diesbezüglich bei der Betrachtung der äolischen Sedimente am südlichen Ufer des zentralen Endsees. Hier ist nicht nur, belegt eben durch die periodische Existenz eines abflußlosen Wasserkörpers, eine allseitig umschlossene morphologische Senke gegeben, es ist auch von einem hohen Grundwasserspiegel auszugehen. Daraus ergibt sich, daß in dieser Position einerseits die Erhaltungsfähigkeit äolischer Sedimente relativ hoch ist, und das andererseits deren Ausbildung "atypisch" sein kein. Diese "atypische" Ausbildung, die häufig bei küstennahen Dünen zu finden ist, stellt sich in Form kleiner, oft bimodal und trogförmig geschichteter Dünen dar. Dies ist dadurch bedingt, daß durch die frühzeitige Immobilisierung von Sand durch Kapillarwasser die Migration der Dünen eingeschränkt ist und sich im relativ festen Sediment auch Erosionsstrukturen (z. B. "blowout dunes") bilden können.

2.4 Zitierte Literatur

Barron, E. J. & Moore, G. T. (1994): Climate Model Application in Paleoenvironmental Analysis. SEPM Short Course **33,** 339 S; SEPM, Tulsa, OK, USA.

Chrintz, T. & Clemmensen, L. B. (1993): Draa reconstruction, the Permian Yellow Sands, Northeast England. In: *Aeolian sediments, ancient and modern. Special Publication No. 16 of the International Association of Sedimentologists*, (Hrsg. von K. Pye, & N. Lancaster); **16**: 151-161. Blackwell, Oxford, International, Nottingham, United Kingdom

Clemmensen, L. B. & Abrahamsen, K. (1983): Aeolian stratification and facies association in desert sediments, Arran Basin (Permian), Scotland. Sedimentology, **30**: 311-339.

Clemmensen, L. B., Oxnevad, I. E. I., de Boer, P. L., (1994): Climatic controls on ancient desert sedimentation; some late Paleozoic and Mesozoic examples from NW Europe and the Western Interior of the USA. In: Orbital forcing and cyclic sequences (Hrsg. von de Boer, P. L. & Smith, D. G.) Special Publication of the International Association of Sedimentologists, **19**: 439-457.

Drong, H. J., Plein, E., Sannemann, D., Schuepbach, M. A. & Zimdars, J. (1982): Der Schneverdinger-Sandstein des Rotliegenden; eine aeolische Sedimentfuellung alter Grabenstrukturen. Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, **133**: 699-725.

Dubiel, R. F. (1993): Triassic paleoclimate and the significance of red beds. In: The nonmarine Triassic. International symposium and field trip on the nonmarine Triassic, (Hrsg. Lucas, S. G. & Morales, M.); **3**: 30. New Mexico Museum of Natural History and Science, Albuquerque, NM, United States, Albuquerque, NM, United States.

Fryberger, S. G. (1990): Depositional Models for Eolian Sand Seas. In: *Modern and Ancient Eolian Deposits: Petroleum Exploration and Production*, (Hrsg. von S. G. K. Fryberger, L. F. & Schenk, C. J.): 6.1-6.9. Rocky Mountain Section, S.E.P.M., Denver, CO.

Gast, R. E. (1988): Rifting im Rotliegenden Niedersachsens. Die Geowissenschaften, **6**(4): 115-122.

Gast, R. E. (1993): Sequenzanalyse von aeolischen Abfolgen im Rotliegenden und deren Verzahnung mit Küstensedimenten. Geologisches Jahrbuch. Reihe A, **131**: 117-139.

Gebhard, U., Schneider, J. & Hoffmann, N. (1992): Modelle zur Stratigraphie und Beckenentwicklung im Rotliegenden der Norddeutschen Senke. Geologisches Jahrbuch, Reihe A, **127**: 405-427.

Glennie, K. W. (1983a): Early Permian (Rotliegendes) palaeowinds of the North Sea. Sedimentary Geology, **34**: 245-265.

Glennie, K. W. (1983b): Lower Permian Rotliegend desert sedimentation in the North Sea area. In: Developments in Sedimentology **38**: 521-541. Elsevier Sci. Publ. Co., Amsterdam.

Glennie, K. W. (1984): Early Permian; Rotliegend. In: Introduction to the petroleum geology of the North Sea (Hrsg. von Glennie, K. W.) 41-60. Blackwell Sci. Publ., Oxford

Glennie, K. W. (1985): Early Permian (Rotliegendes) palaeowinds of the North Sea; reply. Sedimentary Geology, **45**: 297-313.

Glennie, K. W., Mudd, G. C. & Nagtegaal, P. J. C. (1978): Depositional environment and diagenesis of Permian Rotliegendes sandstones in Leman Bank and Sole Pit areas of the UK southern North Sea. Journal of the Geological Society of London, **135**: 25-34.

Glennie, K. W. & Buller, A. T. (1983): The Permian Weissliegend of NW Europe; the partial deformation of aeolian dune sands caused by the Zechstein transgression. Sedimentary Geology, **35**: 43-81.

Glennie, K. W. & Provan, D. M. J. (1990): Lower Permian Rotliegend reservoir of the southern North Sea gas province. In: Classic petroleum provinces (Hrsg. von Brooks, J.) Geological Society Special Publications, **50**: 399-416.

Gralla, P. (1988): Das Oberrotliegene in NW-Deutschland - Lithostratigraphie und Faziesanalyse. Geologisches Jahrbuch. Reihe A: Allgemeine und Regionale Geologie BR Deutschland und Nachbargebiete, Tektonik, Stratigraphie, Palaeontologie, **106**: 59 S.

Kleditsch, O. & Kurze, M. (1993): Ergebnisse petrographischer Untersuchungen an Sandsteinen des tieferen Oberrotliegenden im Raum Altmark/Westmecklenburg. Geologisches Jahrbuch. Reihe A: Allgemeine und Regionale Geologie BR Deutschland und Nachbargebiete, Tektonik, Stratigraphie, Palaeontologie, **131**: 141-178.

Marzolf, J. E. (1988): Controls on late Paleozoic and early Mesozoic eolian deposition of the Western United States. Sedimentary Geology, **56**: 167-191.

McCann, T. (1998): Sandstone composition and provenance of the Rotliegend of the NE German Basin. Sedimentary Geology, **116**: 177-198.

Plein, E. (1993): Bemerkungen zum Ablauf der palaeogeographischen Entwicklung im Stefan und Rotliegend des Norddeutschen Beckens. Geologisches Jahrbuch. Reihe A: Allgemeine und Regionale Geologie BR Deutschland und Nachbargebiete, Tektonik, Stratigraphie, Paläontologie, **131**: 99-116.

Plein, E. (1995): Stratigraphie von Deutschland, I. Norddeutsches Rotliegendbecken. Rotliegend-Monographie Teil II. Cour. Forsch. Senckenberg, **183**: 193 S.

Rubin, D. M. & Hunter, R. E. (1985): Why deposits of longitudinal dunes are rarely recognized in the geologic record. Sedimentology, **32**: 147-157.

Schneider, J., Gebhardt, U., Mueller, E. P. & Porth, H. (1993): Litho- und Biofaziesmuster in intra- und extramontanen Senken des Rotliegend (Perm, Nord- und Ostdeutschland. Geologisches Jahrbuch. Reihe A: Allgemeine und Regionale Geologie BR Deutschland und Nachbargebiete, Tektonik, Stratigraphie, Paläontologe, **131**: 57-98.

Sneh, A. (1988): Permian Dune Patterns in Northwestern Europe Challenged. J. Sed. Petrology, **58**: 44-51.

Steele, R. P. & Glennie, K. W. (1985): Early Permian (Rotliegendes) palaeowinds of the North Sea; comment. Sedimentary Geology, **45**: 293-297.

Verdier, J. P. (1996): The Rotliegend Sedimentation history of the southern North Sea and adjacent countries. In: *Geology of gas and oil under the Netherlands*, (Hrsg. von R. e. al.); : 45-56. Kluwer Academic Publications,

Yang, C. S., Baumfalk, Y. A. (1994): Milankovitch cyclicity in the upper Rotliegend Group of The Netherlands offshore. In: Orbital forcing and cyclic sequences (Hrsg. von de Boer, P. L. & Smith, D. G.) Special Publication of the International Association of Sedimentologists, **19**: 47-61.

Ziegler, P. A. (1990): Geological Atlas of Western and Central Europe. Geological Society Publishing House, Avon, UK.

3.1 Einleitung und Methodik

Zu Beginn der Literaturrecherche wurden zahlreiche Datenbanken nach bestimmten Schlüsselbegriffen abgefragt (z. B. *"eolian", "eolian & fluvial", "reservoir characterisation", "intermontane or intramontane basin", "eolian or fluvial facies architecture", "Rotliegend"* usw.). Zu diesen Datenbanken gehörten neben den bekannten "GeoRef", "GeoBase", "Citation Index" oder "Dissertation Abstracts" auch die internen Datenbanken einzelner Institute und Institutionen, von denen bekannt war, daß sie sich mit relevanten Themen beschäftigten (z. B. "Reservoir Characterisation Project" der Colorado School of Mines und vergleichbare Schwerpunktprogramme der University of Texas, University of Wyoming, des U.S.G.S und anderen). Da die EDV-tauglichen Datenbanken zwangsläufig Lücken aufweisen, fand zusätzlich auch eine klassische Literaturrecherche ("Schneeballsystem") statt, die insbesondere bei potentiellen Aufschlußanalogen im europäischen Raum notwendig war, da diese nicht im wünschenswerten Umfang von "internationalen" (*sprich*: US-amerikanischen) Datenbanken erfaßt wurden.

Die "klassische" Recherche konzentrierte sich auf Regionen, in denen durch die großmaßstäblichen geologischen Rahmenbedingungen geeignete Analoge erwarten ließen. Das wichtigste Beispiel dafür sind die altmesozoischen Sedimente beiderseits des Atlantik-Rifts. Allerdings erwiesen sich hier nahezu alle Abfolgen als ungeeignet im Sinne der Fragestellung. Entweder war die fazielle Ausbildung anders (Ostrand Nordamerikas), die Aufschlußsituation ungenügend (wie am östlichen Rand Südamerikas), oder die Dokumentation war ungenügend (z. B. Westafrika).

Das Resultat dieser initialen Recherche ist eine Datenbank mit über 4000 Einträgen, die dann "manuell" auf ihre Eignung durchgesehen wurden. Ausgewählte Veröffentlichungen wurden dann beschafft und ausgewertet. Es zeigte sich, daß die resultierende Anzahl verwertbarer Publikationen relativ gering war. Einer der Gründe dafür ist, daß wissenschaftliche Publikationen Modetrends unterworfen sind. Nachdem schon im späten 19. Jahrhundert einige Sedimente - durch, teilweise intuitiven, Vergleich mit rezenten Ablagerungen - als äolisch klassifiziert worden waren, dominierte in den folgenden Jahrzehnten der aktuogeologische Ansatz bei der Interpretation äolischer und fluviatiler Sedimente. Mit der Entwicklung der Sedimentologie zur eigenständigen Teildisziplin der Geologie in den 60er Jahren dieses Jahrhunderts zusammen fiel der gestiegene Bedarf nach "harten" Daten, um die Sedimentologie als anerkannte Wissenschaft zu etablieren.

Diese Daten wurden durch verschiedene Ansätze gewonnen, unter anderem durch prozeßorientierte Gelände- und Laborstudien[3]. Aus den so gewonnenen Ergebnissen wurden Modelle entwickelt, die sich als wichtiges Werkzeug bei der Erkennung und Interpretation äolischer Sedimente entwickelten; auch wenn sich einige dieser Werkzeuge wie die Interpretation des Ablagerungsraumes mittels petrographischer Parameter als unzuverlässig erwiesen. Die späten 70er und frühen 80er Jahre waren folgerichtig von Fallstudien geprägt, die sich mit der Identifikation der Ablagerungsbedingungen verschiedenster Sedimente beschäftigten.

Mit steigender Akzeptanz der Sequenzstratigraphie und deren folgendem Primat ab Mitte der 80er Jahre erfolgte ein fundamentaler Umbruch der Betrachtungsweise von Sedimenten: Waren bisher viele Bemühungen auf die Interpretation des Ablagerungsraumes gerichtet, kam nun der Vorhersagbarkeit der räumlich-zeitlichen Abfolge unterschiedlicher Lithofazies eine entscheidende Bedeutung zu. Vorraussetzung hierfür war und ist das Erkennen von Gesetzmäßigkeiten und Zyklizitäten innerhalb gegebener Abfolgen. Der Aspekt der Dimensionierung von Architekturelementen wurde bei den meisten dieser Trends von der wissenschaftlichen Seite her als nicht sonderlich wichtig erachtet, sein Platz wurde mehr in schwerpunktmäßig dokumentierenden Publikationen, z. B. in Diplomarbeiten gesehen. Eine Ausnahme hiervon bildet die Sequenzstratigraphie; diesem Ansatz inhärent ist allerdings die häufige Fixierung auf den "seismischen" Maßstab. Erst in allerjüngster Zeit wurde von Seiten der Sedimentologen der Bedarf an quantitativen oder zumindest semiquantitativen Daten erkannt. Die Folge daraus ist, das sich jetzt auch entsprechende Arbeiten in weit verbreiteten Publikationsorganen finden, während sie früher eher ein verstecktes Dasein fristeten. Ein allerdings auch heute noch effektiv wirkender Hemmschuh bei der Bearbeitung und Darstellung der fluviatil/äolischen Interaktionen ist die Spezialisierung der einzelnen Bearbeiter, die je nach Schwerpunkt den einen oder anderen Aspekt der Faziesarchitektur vernachlässigen[4].

Im folgenden Abschnitt des Berichts wurde versucht, die am besten geeigneten und/oder dokumentierten Aufschlußanaloge zum Oberrotliegend des Norddeutschen Beckens zusammenzufassen. Besonderer Wert wurde auf die Darstellung der Faziesarchitektur und der möglichen Steuerungsfaktoren der Sedimentation gelegt.

Die Darstellung soll nicht nur der reinen Dokumentation der möglichen Analoge dienen, es wurde auch versucht, "Fallbeispiele" für bestimmte Szenarien darzustellen, die als Hilfe bei der Interpretation der Faziesarchitektur und der Abschätzung **möglicher** Dimensionen einzelner Elemente des Norddeutschen Oberrotliegend dienen könnten.

[3] Interessanterweise wurden viele der Laborstudien über äolische Sedimentation von der NASA initiiert und finanziert, um das Risiko möglicher Schäden durch Abrasion an Marssonden abschätzen zu können.
[4] Dies ist nicht zuletzt die Folge einer teilweise "inkompatiblen" Terminologie; beispielsweise besitzt der Terminus "bounding surface" in äolischen Sedimenten eine andere Bedeutung als bei fluviatilen Ablagerungen.

Die mengenmäßige Dominanz von Beispielen des nordamerikanischen Colorado-Plateau hat viele Ursachen. Die erste davon ist, daß diese Beispiele ungleich besser dokumentiert und sprachlich leichter zugänglich sind als manche, vom Standpunkt der Rahmenbedingungen betrachtet, besser geeigneten Beispiele aus dem außeramerikanischen Raum. So sind beispielsweise viele der in Abschnitt 3.9 und 3.10 aufgezeigten Analoge aus Großbritannien nur sehr schlecht dokumentiert (zum einen, weil sie schon zu Beginn des Jahrhunderts als äolisch erkannt wurden und dadurch das Interesse an ihrer weiteren Erforschung abrupt nachließ; zum anderen weil die Aufschlußverhältnisse nicht von überragender Qualität sind). Ein anderer Grund ist, das die meisten Trends in der Geologie der letzten 30 Jahre ihren Ursprung in den USA hatten und dort auch die ersten diesbezüglichen Fallbeispiele untersucht wurden. Nicht von der Hand zu weisen ist auch, daß das Colorado Plateau tatsächlich eine überproportional große Anzahl von Sedimente eines ariden Environments aufschließt.

Darüber hinaus besitzen die USA nicht nur ausgedehnte nahezu vegetationsfreien Areale mit hervorragenden Aufschlüssen (und zahlreichen Universitäten in deren Nähe), sondern auch die Infrastruktur eines Industrielandes, was Geländeforschungen erheblich vereinfacht. Vielen anderen Gebieten mit vergleichbaren Aufschlußverhältnissen mangelt es entweder an ein guten Infrastruktur (z. B. die nördlichen Polargebiete), Sedimenten eines entsprechenden Ablagerungsraumes (z. B. Teile Australiens) und/oder an politischer Stabilität. Die "naheliegenden" Ablagerungen permischer intermontaner Becken (z. B. Saar-Nahe Becken, Wittlicher Senke, Saale-Senke und Werra-Becken) sind überwiegend so schlecht aufgeschlossen, so daß sie als Aufschlußanalog im Sinne der vorgegebenen Fragestellung nicht in Frage kommen.

Auch wenn versucht wurde, die Darstellung der einzelnen potentiellen Analoge möglichst einheitlich zu gestalten, ließen sich je nach Dokumentationsgrad der einzelnen Abfolgen Abweichungen von diesem Schema nicht immer vermeiden. Gleiches gilt für die verwendeten Begriffe; da sich diese Studie allerdings in erster Linie auf veröffentlichte Literatur stützt, kann natürlich immer auch die unterschiedliche (teilweise konträre) Auffassung und Interpretation der jeweiligen Bearbeiter erkennbar sein. Es erwies sich als notwendig, einen großen Teil der in den Bericht übernommenen Abbildungen neu zu zeichnen oder zu verändern (wozu auch die farbliche Gestaltung zählt). Der wichtigste Grund dafür lag in der teils schlechten technischen Qualität der Vorlagen, die bei weiterer Verarbeitung für den Leser unzumutbar geworden wäre. Ferner war es bei einigen Darstellungen notwendig, den Inhalt in komprimierter Weise darzustellen und Vereinfachungen vorzunehmen. Ein anderer Gedanke, der bei der Gestaltung der Grafiken eine Rolle spielte, war der Wunsch nach einer weitgehenden Vereinheitlichung der Darstellung.

3.2 Yellow Sands (Perm), NE-England

Alter: Unteres Perm
Beckentyp: Intrakratonales Becken mit zentraler Rifting-Zone und zahlreichen lokalen Grabensystemen; Position ca. 10°-15° N
Mächtigkeit der Abfolge: 70 m
Kontinentaler Erg Größe >500 km²
Liefergebiet: Proximal
Art der Sandkonzentration: Typ 2 und Typ 1
Art der Sandfalle: Topographisch
Aufschlußsituation: befriedigend
Dokumentation: gut
Heterogenitätselemente: Extra-Erg Element von regionaler Ausdehnung (Marl Slate), Erg: Draas von bis zu 60 m Höhe, 40 m Breite und einer Länge > 20 km. Die Draas setzen sich aus gebogenen linearen Dünen zusammen. Selten kommen Interdune-Ablagerungen mit einer Mächtigkeit von bis zu 3 m und einer lateralen Ausdehnung von mind. 20 m vor. Interdraa-Bereiche bestehen überwiegend aus Windrippel-Ablagerungen, erreichen eine Mächtigkeit von bis zu 9 m und sind von tabularer Geometrie.
Eignung als Aufschlußanalog: Gut (mit Einschränkungen)

3.2.1 Einleitung

Die unterpermischen (Saxon) "Yellow Sands" sind in einer Reihe von Steinbrüchen und Sandgruben sowie in wenigen natürlichen Aufschlüssen in NE-England aufgeschlossen (Steele, 1983, s. Abb. 3.1 und 3.3). Die nur schlecht zementierten Sande erreichen eine Mächtigkeit von bis zu 60 m; sie lagern diskordant auf Sedimenten des Karbon und werden von Evaporit- und Tonsteinserien des Marl Slate überlagert. Der Ablagerungsraum befand sich am Westrand des südlichen Permbeckens zwischen dem Mid-Northsea-High im Norden und dem variskischen Hinterland im Süden und Westen.

3.2.2 Heterogenitätselemente

Heterogenitätselemente **Erster Ordnung** kommen innerhalb der Yellow Sands nicht vor, da alle Sedimente zu einem Erg gehören. Die Extra-Erg Sedimente des Marl-Slate stellen somit das einzige Heterogenitätselement Erster Ordnung dar; durch die Zechstein-Transgression wurde die Entwicklung des Yellow-Sands Erg beendet.

Heterogenitätselemente **Zweiter Ordnung** lassen sich in den von Steele (1983) als Draa[5]- und Interdraa-Ablagerungen bezeichneten Einheiten zusammenfassen. Anhand einer detaillierten Kartierung, die auf Bohrloch- und Aufschlußdaten beruht, wurde von Steele (1983) die räumliche Verteilung dieser Bausteine verdeutlicht (Abb. 3.2a). Die Draa-Ablagerungen bilden lange, NW-SE streichende "Sandrücken", die eine Breite von 1,5-3,5 km und eine Höhe von bis zu 57 m erreichen (Clemmensen, 1989) . Zwischen diesen Rücken liegen etwas schmalere Korridore (Interdraa), die nur geringmächtige, manchmal sogar fehlende, äolische Ablagerungen aufweisen. Durch die rasche Zechsteintransgression wurde das Relief der unterlagernden Draas zum großen Teil erhalten (Chrintz & Clemmensen, 1993).

3.2.2.1 Draa-Element

Die erhaltenen "Sandrücken" der Yellow Sands bestehen aus je zwei Draa-Elementen, die jeweils von einem Interdraa-Element unterlagert werden (Abb. 3.2c). Die beiden Draa-Elemente weisen deutliche Mächtigkeitsunterschiede auf; so erreicht das liegende Draa-Element nur eine Mächtigkeit von ca. 3 m, während das hangende eine Mächtigkeit von 10-40 m und eine Breite von ca. 3 km erreicht (Chrintz & Clemmensen, 1993).

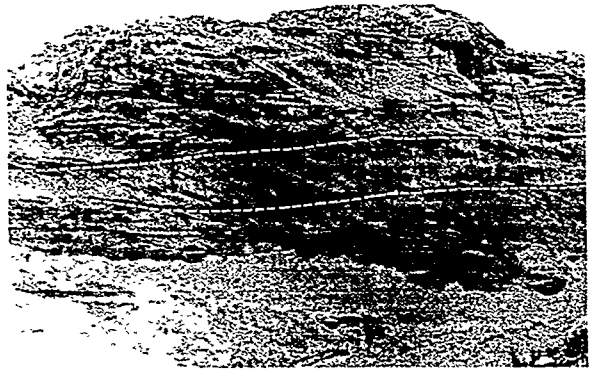


Abb. 3.1: Draa-Element der Yellow Sands. Anschnitt parallel zu Transportrichtung; Person am unteren Bildrand als Maßstab. Aus Chrintz & Clemmensen (1993)

Die Draa-Elemente bestehen zu über 90% aus Ablagerungen äolischer Dünen (Clemmensen, 1989; Abb. 3.1). Bei den Dünen handelt es sich um 0,5-11 m mächtige und 2-40 m "breite[6]" Einheiten. Senkrecht zur Transportrichtung ist ihre Geometrie trogförmig (Abb. 3.2c und 3.3); die Tröge reichen dabei bis zu mehreren Metern tief in liegende Schichten hinein (Mader & Yardley, 1985). In Anschnitten parallel zur Paläowindrichtung hingegen weisen sie eine tabulare Geometrie auf (Abb. 3.1 und 3.3).

[5] Mit der Bezeichnung "Draa" sind zusammengesetzte Dünen gemeint; es handelt sich nicht ausschließlich um "sternförmige" Dünen.

[6] Leider wird der Begriff "Breite" von Clemmensen nicht genauer qualifiziert. Nach Fotos und Zeichnungen in den Artikeln scheint es sich aber um die Ausdehnung senkrecht zur Transportrichtung zu halten. Die Länge einzelner Elemente scheint sich durch die geringe räumliche Ausdehnung der Sandgruben nicht bestimmen zu lassen.

Die Mächtigkeit der einzelnen Düneneinheiten variiert deutlich; in Aufschlüssen am Rand der Sandrücken beträgt sie im Mittel 2 m, während sie zum Zentrum des Rückens hin auf bis zu 11 m (im Mittel 5 m) ansteigt (Chrintz & Clemmensen, 1993).

Der Dünentyp wird unterschiedlich interpretiert; während Glennie & Buller (1983) einfache lineare Dünen (Seifs) annehmen, werden die Ablagerungen von Steele (1983) als Reste von linearen und longitudinalen Dünen betrachtet. Für die Annahme longitudinaler Dünen spricht die Größe und ausgesprochen längliche Form der Sandkörper sowie deren konstante Orientierung in nordost-südwestlicher Richtung.

Von Chrintz & Clemmensen (1993) wird die Interpretation durch die genaue Aufnahme des Einfallens der Leeblätter und der Anwendung von Computer-Simulationen auf diese Werte modifiziert. Die beiden Autoren schließen daraus auf langgestreckte, "geschlängelte" Draas, die sich aus vielen kleineren, gebogenen linearen Dünen zusammensetzen (Abb. 3.4). Die Streichrichtung dieser "parasitären" Dünen beträgt 55-235° (Chrintz & Clemmensen, 1993). Die Leeblätter der Dünen fallen an beiden Seiten der Draa-Rücken in unterschiedliche Richtungen ein (Abb. 3.4). Die erhaltenen Leeblätter der Dünen bestehen überwiegend aus Grainflow-Schichten, untergeordnet kommen Windrippel-Sedimente vor. Grainfall-Schichten werden in der Literatur nicht erwähnt. Mader & Yardley (1985) erwähnen kleinräumige Rinnenbildungen nur wenige Meter unterhalb des Marl Slate. Sie führen diese auf vereinzelte ephemere Fließsysteme zurück, die lokal Sand erodierten und umlagerten.

3.2.2.2 Interdraa-Element

Interdraa-Ablagerungen kommen in zwei Horizonten nahe der Basis der Yellow Sands vor, sie bestehen aus flach (10° und weniger) einfallenden Schichten; sie sind von extrem tabularer Geometrie und erreichen eine Mächtigkeit von bis zu 9 m. Intern bestehen die Interdraa-Sedimente überwiegend aus Windrippel-Ablagerungen, die sich aus 1-8 mm mächtigen, invers gradierten Laminae zusammensetzen (Clemmensen, 1989). Die Laminae selbst sind tabular und halten über mehrere dm durch. Daneben kommen noch Linsen oder planare Körper aus grobkörnigem Sandstein vor. Die Linsen erreichen eine Mächtigkeit von einigen cm, eine Breite von 10-15 cm und eine Länge von 20-100 cm (Clemmensen, 1989); die planaren Körper haben die gleiche Mächtigkeit und Breite, halten aber wesentlich weiter durch (bis über 10 m).

3.2.3 Interpretation

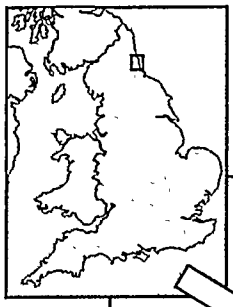
Das Erg-System der Yellow Sands zeigt unterschiedliche Phasen von Migration und horizontaler sowie lateraler Akkumulation. Während die horizontal geschichteten Interdraa-Ablagerungen sowie die flach geneigt einfallenden Reste der Dünensockel Zeiten von Migration dokumentieren, sind die steil einfallenden Dünensedimente der Draa-Abfolge durch horizontale Akkumulation von Sand entstanden (Chrintz & Clemmensen 1993, Clemmensen 1985).

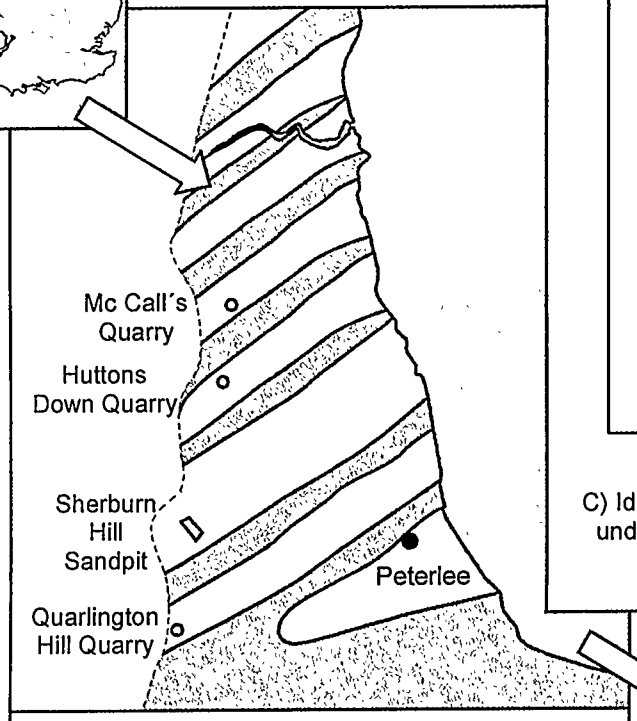
Der basale Teil der Yellow Sands dokumentiert einen kompletten Zyklus von Migration, Akkumulation und erneuter Migration; während der Top der Abfolge nur einen unvollständigen Zyklus aufweist, der im Stadium der Akkumulation durch die Zechstein-Transgression eingefroren wurde. Aus den unterschiedlichen Streichrichtungen der Dünen, welche die Draa-Rücken aufbauen, schließen Chrintz und Clemmensen (1993) auf saisonal unterschiedliche Windrichtungen. Dabei werden die aus N und NW wehenden Winde als Passat, die aus südlichen Richtungen kommenden als Monsunwind interpretiert. Konträr dazu wurden von Glennie & Buller (1983) unidirektionale Winde für das südliche Permbecken angenommen.

3.2.4 Eignung als Aufschlußanalog

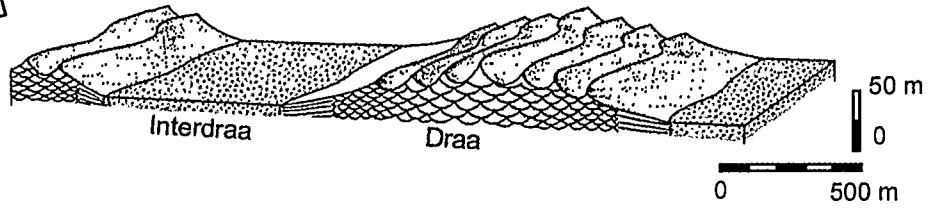
Vom Standpunkt der geologischen Rahmenbedingungen beurteilt, stellen die Yellow Sands ein gutes Aufschlußanalog zum Norddeutschen Rotliegend dar. Über die Position im Becken im Verhältnis zu Extra-Erg Sedimenten, wie Schuttfächern und lakustrinen Sedimenten, konnte in der vorhandenen Literatur allerdings keine Aussage gefunden werden. Daher ist ein direkter Vergleich anhand von Literaturdaten der Yellow Sands mit der Beckenrandfazies des Norddeutschen Rotliegend nicht möglich. Der schlechten Verfestigung der Sande und dem daraus folgenden Abbau in Sandgruben lassen sich positive Seiten abgewinnen. So ist zum Beispiel eine wirkliche dreidimensionale Aufnahme der Geometrien verschiedener Körper durch Aufnahmen während des laufenden Abbaubetriebes möglich. Die Dünentypen der Yellow Sands sind gut mit den Dünentypen der Mirow- und Parchim-Formation vergleichbar. Als Analog zu den rein äolischen Partien des Norddeutschen Rotliegend sind die Yellow Sands also mit Einschränkungen gut verwendbar.

Abb. 3.2 (folgende Seite): Übersicht über Ablagerungsraum und Geometrie der verschiedenen Elemente der Yellow Sands. Nach verschiedenen Autoren.

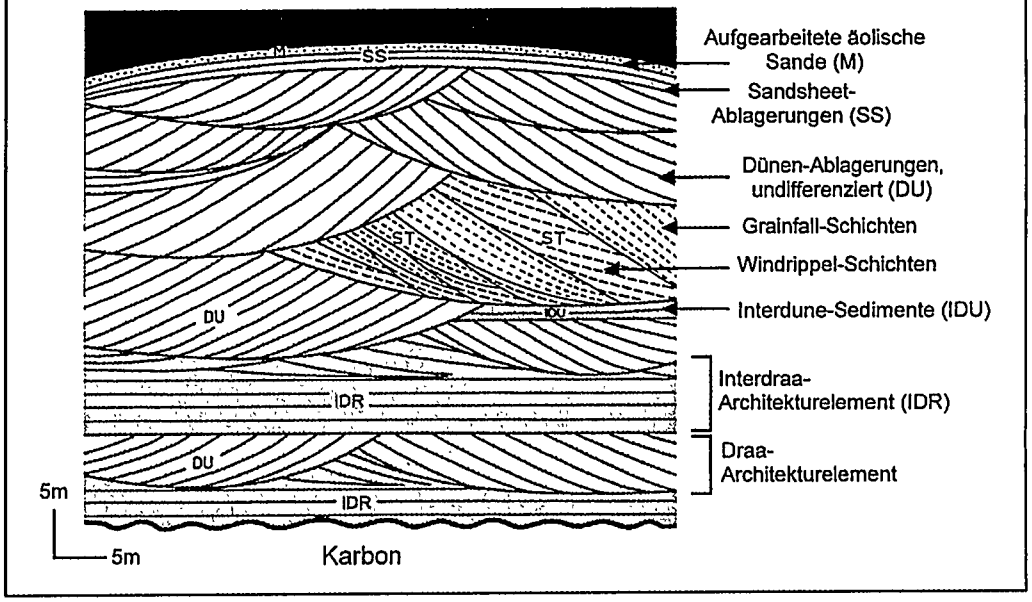




A) Verteilung von Draa- und Interdraa-Elementen in den permischen Yellow Sands. Verändert nach Steele (1983)



B) Anordnung und Aufbau von Draa- und Interdraa-Sedimenten der Yellow Sands. Verändert nach Clemmensen (1989)



C) Idealisiertes Profil durch einen "Draa-Rücken" der Yellow Sands zur Verdeutlichung von Größe und Ausdehnung einzelner Architekturelemente. Verändert nach Chrintz & Clemmensen (1993)

Abb. 3.2

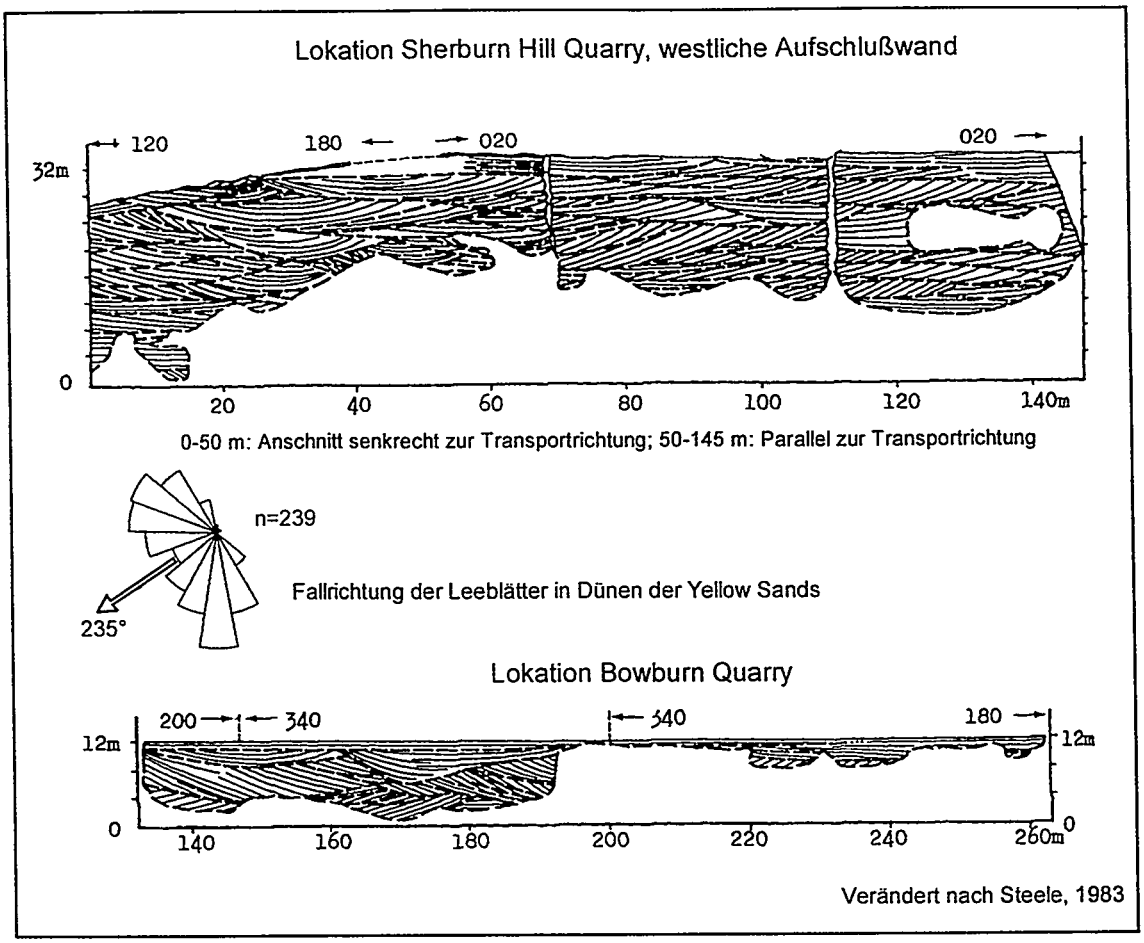


Abb. 3.3: Detailaufnahme der Internen Dünenstrukturen der Yellow Sands. Verändert und ergänzt nach Steele, 1983

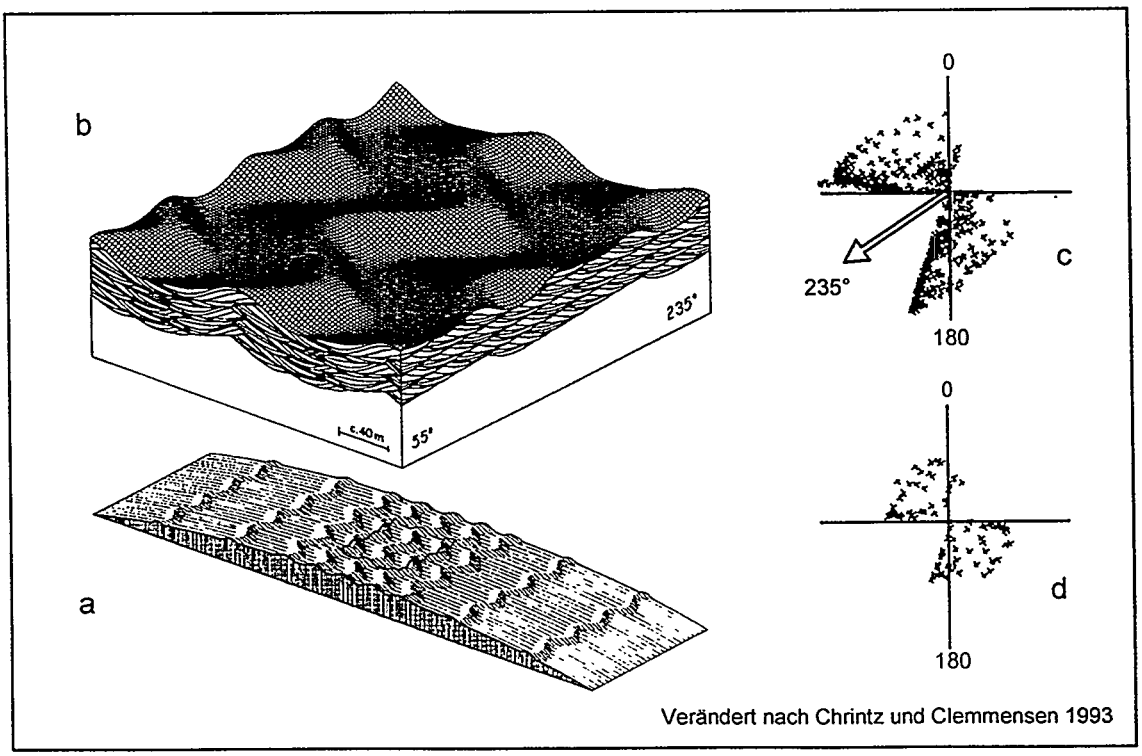


Abb. 3.4: Rekonstruktion der Dünengeometrie. a) Übersicht; b) Detail aus a; c) Dastellung des Einfallens der theoretisch ermittelten Schrägschichtungsflächen; d) wie c, diesmal Darstellung der bounding surfaces zwischen einzelnen Schrägschichtungskörpern. Verändert nach Chrintz & Clemmensen, 1994.

3.2.5 Zitierte Literatur

Chrintz, T. & Clemmensen, L. B. (1993): Draa reconstruction, the Permian Yellow Sands, Northeast England. In: Aeolian sediments, ancient and modern. IAS Special Publication **16**: 151-161, (Hrsg. von Pye, K. & Lancaster, N.): Blackwell, Nottingham, United Kingdom

Clemmensen, L. B. (1989): Preservation of interdraa and draa plinth deposits by the lateral migration of large linear draas (Lower Permian Yellow Sands, Northeast England. Sedimentary Geology, **65**: 139-151.

Glennie, K. W., Brookfield, M. E. & Ahlbrandt, T. S. (1983): Lower Permian Rotliegend desert sedimentation in the North Sea area. In: *Developments in Sedimentology **38***: 521-541. Elsevier Sci. Publ. Co., Amsterdam

Glennie, K. W. & Buller, A. T. (1983): The Permian Weissliegend of NW Europe; the partial deformation of aeolian dune sands caused by the Zechstein transgression. Sedimentary Geology, **35**: 43-81.

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. Sedimentary Geology, **43**: 85-218.

Steele, R. P. (1983): Longitudinal Draa in the Permian Yellow Sands of North-East England. In: Developments in Sedimentology **38**: 543-550; Elsevier Sci. Publ. Co., Amsterdam.

3.3 Corrie Sandstone und Brodick Beds (Perm); Arran (Schottland)

Alter: Perm
Beckentyp: Intrakratonales Becken; begrenzt durch synsedimentäre Störungen; paläogeographische Position ca. 10°-15° N
Mächtigkeit der Abfolge: ca. 700 m
Kontinentaler Erg
Liefergebiet: Proximal
Art der Sandkonzentration: Typ 1
Art der Sandfalle: Topographisch
Aufschlußsituation: gut
Dokumentation: gut
Heterogenitätselemente: Extra-Erg Element in Beckenrandposition besteht aus alluvial fan und sheetflood Ablagerungen. Unterteilung des Erg Elements in Dünen- (tabulare Körper, 6-70 m mächtig) und Interdünenelement (tabulare Körper, 1-7 m) Dünenelement aus 1-3 m mächtigen bedsets zusammengesetzt.
Eignung als Aufschlußanalog: Gut

3.3.1 Einleitung

Der unterpermische[7] Corrie Sandstone ist eine Abfolge überwiegend äolischer Sedimente, die eine Mächtigkeit von ca. 700 m erreicht (Clemmensen & Hegner, 1991). Das permo-triassische Arran Basin gehört zu einer Gruppe von kleineren, zumindest teilweise durch Störungen begrenzter, Becken westlich der großen Permbecken. Die ungefähre Größe des Arran Basin beträgt ca.100 km in NE-SW Richtung, bei einer Breite von ca. 40-60 km (Clemmensen & Abrahamsen, 1983). Über Art und Grad der Verbindung des Arran Beckens mit dem westlich liegenden Ulster Becken können nach Lovell (1991) trotz Explorationstätigkeit in der Irish Sea nur Vermutungen angestellt werden. Der Corrie Sandstone lagert diskordant Serien des Karbon auf und wird von fluviatilen Sedimenten ("Brodick Beds") überlagert, mit denen er sich auch lateral verzahnt.

[7] Stratigraphische Position unsicher

3.3.2 Heterogenitätselemente

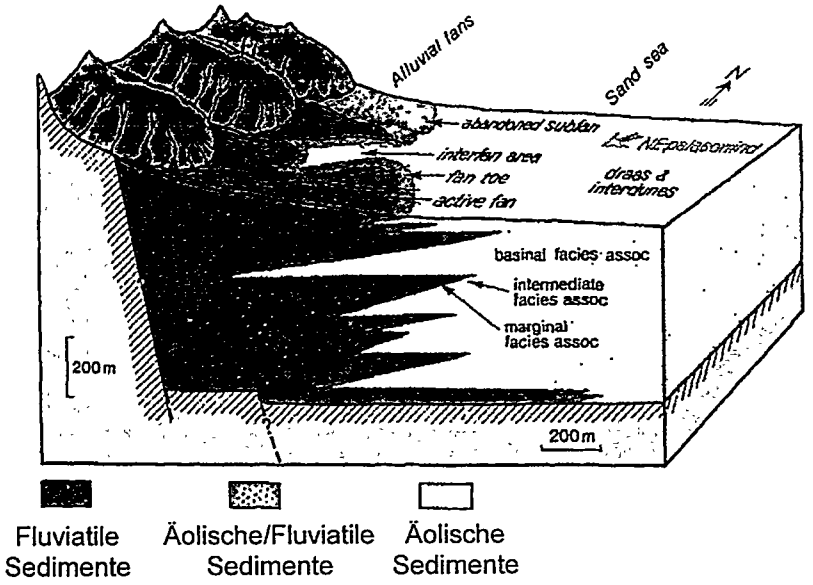


Abb. 3.5: Schematische Darstellung der Beckenrand-Fazies des Corrie Sandstone.
Nach Clemmensen & Abrahamsen, 1983, ergänzt.

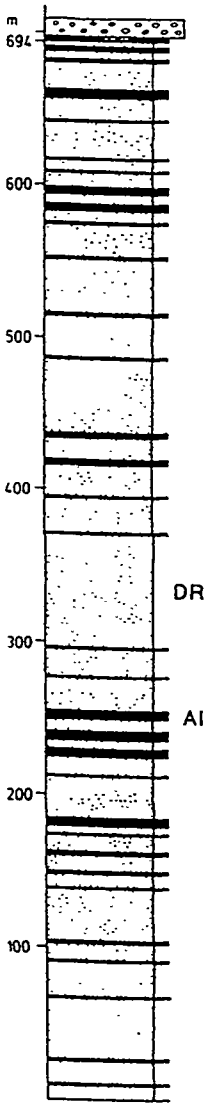
3.3.2.1 Extra-Erg

Das Extra-Erg Element besteht im Fall des Corrie Sandstones aus fluviatilen Sedimenten, die nach Clemmensen & Abrahamsen (1983) debris flow- und Schichtflut-Sedimente einschließen. Die beiden Autoren stellen nur ein generalisiertes Bild der Extra-Erg Einheit dar und zeigen anhand einiger Zwischenschritte den Übergang von Schuttfächern am Beckenrand zum Erg im Beckenzentrum auf. Am Beckenrand dominieren geringmächtige (< 1m) konglomeratischen Schüttungseinheiten (Abb. 3.9a), die im Hangenden oft von feinkörnigeren (mS-gS) "fan-toe" Ablagerungen oder Schichtflut-Sedimenten gefolgt werden.

Nach Clemmensen & Abrahamsen baut sich ein idealer Zyklus in der Beckenrandposition aus folgenden Elementen auf: (1) Fluviatile Konglomerate und Sandsteine, (2) Eng miteinander verzahnte Dünen- und Interdune-Sedimente und (3) Fluviatile Sandsteine. Aus diesen Einzelzyklen setzen sich drei übergeordnete coarsening-up Zyklen mit einer Mächtigkeit von 40-200 m zusammen. Zum Beckenzentrum hin treten nicht-äolische Sedimente immer mehr zurück (Abb. 3.9b und c).

3.3.2.2 Erg

Das Erg-Element setzt sich aus 34 individuellen Stockwerken zusammen (Clemmensen & Hegner, 1991), die aus Dünen- und Interdünen-Elementen bestehen. Die Stockwerke erreichen eine Mächtigkeit von 6-72 m; der Mittelwert liegt bei 22 m. Das Verhältnis von Dünen- zu Interdünensedimenten innerhalb der Stockwerke ist variabel, folgt aber überwiegend der Regel, daß mächtige Interdünensedimente geringmächtige Dünenablagerungen zur Folge haben und umgekehrt (Abb. 3.6).

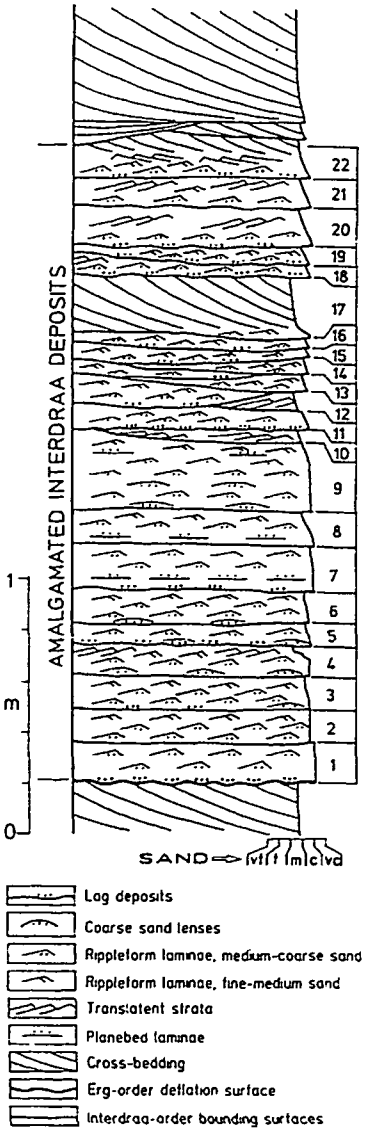


Dünen-Element

Das Dünenelement setzt sich aus mehreren individuellen Schrägschichtungskörpern zusammen, die eine mittlere Mächtigkeit von 1-3 m besitzen, und voneinander durch bounding surfaces verschiedener Ordnungen getrennt sind (Abb. 3.3 und 3.4). Die Leeblätter innerhalb einzelner Schrägschichtungskörper fallen mit 23-30° ein und bestehen aus Sandflow- und Grainfall-Schichten, die sich an der Basis mit invers gradierten Windrippel-Ablagerungen verzahnen.

Grainfall-Schichten machen mit ca. 45% den größten Anteil an den Dünensedimenten des Corrie Sandstone aus. Die einzelnen Laminae sind 2-20 mm mächtig, gut sortiert, von tabularer Geometrie und halten lateral bis zu 10 m durch (Clemmensen & Abrahamsen, 1983). Da Grainfall-Laminae bevorzugt am Top von Dünen vorkommen, läßt der hohe Anteil dieses Schichtungstyps auf rasche vertikale Aggretion der Dünen schließen, was durch rasche Subsidenz des Beckens und hohen Sandnachschub erklärt werden kann. Den nächst häufigeren Schichtungstyp stellen Sandflow-Schichten dar, die mit ca. 20% am Aufbau der Dünensedimente beteiligt sind. Sie sind schlechter sortiert und grobkörniger als Grainfall-Laminae (Abb. 3.10). Invers gradierte Windrippel-Sedimente schließlich machen den mengenmäßig geringsten Anteil an den Dünensedimenten aus.

Abb. 3.6: Ablagerungssequenz der zentralen Erg-Sedimente des Corrie Sandstone; Ostküste der Insel Arran. Es bedeuten DR: Draa und AI: Amalgamated Interdune. Aus Clemmensen & Hegner, 1991.



Interdune-Element

Die Mächtigkeit dieses Elements variiert zwischen 0,9 und 7 m; im Mittel liegt sie bei 2,9 m (Clemmensen & Hegner, 1991); die Geometrie ist tabular. Die Interdune-Elemente bestehen aus flach (0-10°) einfallenden Schichten, die aus Windrippel-Sedimenten, granule ripples und Linsen oder "lags" grober Korngröße bestehen (Abb. 3.7). Innerhalb der Interdune-Elemente kommen zahlreiche Deflationsflächen vor, woraus Clemmensen & Hegner (1991) auf "amalgamated interdune"-Ablagerungen schließen, die aus vielen einzelnen Interdune-Zyklen zusammengesetzt sind (Abb. 3.7).

Abb. 3.7: Detaillierte Aufnahme des Interdune-Elements der Beckenfazies des Corrie Sandstone. Aus Clemmensen & Hegner (1991).

3.3.3 Interpretation

Dünentypen

Aus Aufschlußbeobachtungen, insbesondere der Verteilung von bounding surfaces zwischen einzelnen Schrägschichtungskörpern, schließen Clemmensen & Hegner (1991) daß es sich trotz nur wenig streuender Transportrichtungen (Mittel: 237°, n=158) nicht um einfache Transversaldünen, sondern um komplex zusammengesetzte Dünen (Draas) handelt.

Beckenrandfazies

Die 40-220 m mächtigen Großzyklen der Beckenrandfazies stellen nach Clemmensen & Abrahamsen (1983) die Signatur einer tektonisch bedingten Progradation der alluvial-fan Syteme in einem System mit hoher Reliefenergie im Hinterland dar. Im Gegensatz dazu scheint die strikte Trennung und geringe Mächtigkeit von äolischen und nicht-äolischen Sedimenten innerhalb der untergeordneten Zyklen für eine klimatische Kontrolle der Progradation von alluvial-fan Systemen zu sprechen. Perioden des Vorbaus der Schuttfächer bei genügender Niederschlagsmenge wechseln sich mit der Entwicklung kleinräumiger äolischer Sedimentation unter ariden Bedingungen ab (Clemmensen & Hegner, 1991).

Beckenfazies

Auch die Erg-Entwicklung wird von Clemmensen & Hegner (1991) mit klimatischer Zyklizität *sensu* Wilson (s. auch Kap. 1.4) in Verbindung gebracht. Das positive Sand-Budget, das während der Erg-Akkumulation gegeben war, wird in diesem Modell auf die Deflation von Schotterfluren und Überflutungsebenen zurückgeführt. Im Gegensatz dazu bilden sich weitflächige Interdune-Ablagerungen und Deflationsflächen während Zeiten des Sandmangels, der auf ein Vorherrschen des fluviatilen Sedimenttransports zurückgeführt wird. Von Clemmensen et al. (1994) werden (spekulative) Überlegungen zur Dauer der einzelnen Phasen angeführt, welche diese Autoren mit verschiedenen Orbitalzyklen der Erde in Verbindung bringen. So werden z. B. die einzelnen Draa- und Interdune Zyklen der Abb. 3.6 mit 20000 Jahren dauernden Präzessionszyklen der Erdumlaufbahn korreliert und übergeordnete Megazyklen in Zusammenhang mit den 100000 Jahren dauernden Exzentrizitätszyklen gebracht.

3.3.4 Aufschlußverhältnisse

Aufschlüsse permischer Schichten finden sich an der Nordspitze der Insel Arran (Cock of Arran) sowie an deren westlichen Küste, in der Umgebung der Ortschaft Corrie (s. Abb. 3.8). In beiden Fällen liegen die Aufschlüsse im Gezeitenbereich der Küste und erstrecken sich nur maximal wenige Hundert Meter landeinwärts (Piper, 1970). Geringe Einschränkungen in der Verwendbarkeit der Aufschlüsse am Cock of Arran ergeben sich dadurch, daß das Streichen der Schichten parallel zur fluviatilen und äolischen Transportrichtung ist (Abb. 3.8).

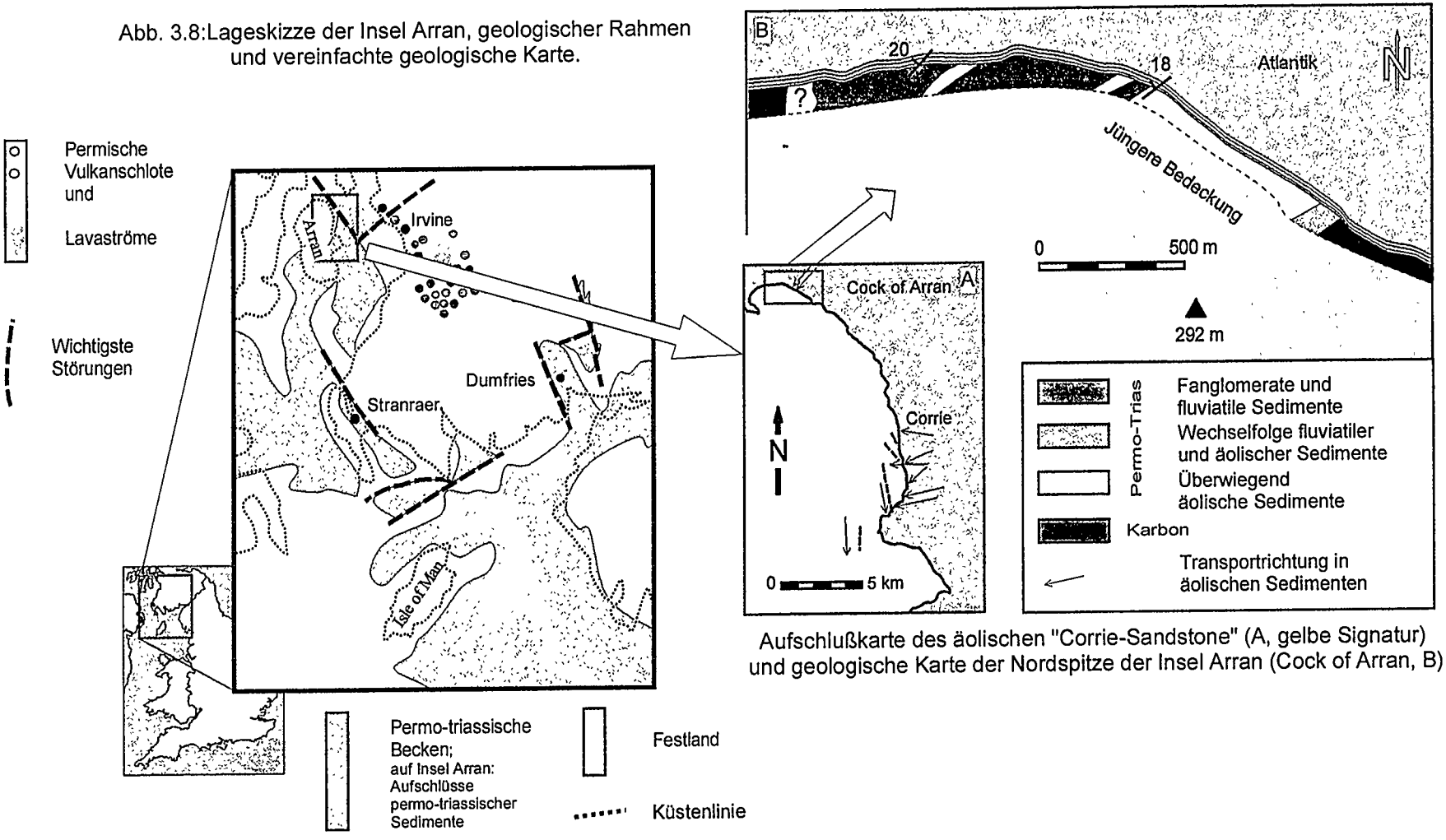
3.3.5 Beurteilung der Eignung als Aufschlußanalog

Aufgrund der zeitlichen und räumlichen Nähe zum Südlichen Permbecken ist die Übereinstimmung übergeordneter Kontrollfaktoren der permischen Sedimente von Arran mit dem Norddeutschen Oberrotliegend gut. Auch der fluviatile Transport von Sand in das Beckenzentrum, der dann durch in entgegengesetzter Richtung wehenden Wind wieder zum Beckenrand transportiert wird, entspricht in idealer Weise den Gegebenheiten im Norddeutschen Raum. Eine weitere Übereinstimmung mit den Sedimenten des Südlichen Permbeckens besteht im initial hohen Reliefenunterschied zwischen Beckenrand und -zentrum, der durch die äolisch/fluviatile Sedimentation der Syn-Rift Phase ausgeglichen wird.

Keine Übereinstimmung existiert hingegen bei der Größe des Beckens; allerdings ist die exakte Größe des Arran Basin nicht bekannt. Sollten die geschätzten kleinen Abmessungen zutreffend sein, stellt es trotzdem ein gutes Analog zu den Grabensystemen am Südrand des Norddeutschen Permbeckens dar, da dort die lokale Reliefenergie als wichtiger zu bewerten ist als die Gesamtgröße des Beckens.

Abb. 3.8: Lageskizze der Insel Arran, geologischer Rahmen und vereinfachte geologische Karte.
Abb. 3.9: Profile vom Beckenrand (a) zum Beckenzentrum (b); Corrie Sandstone, Insel Arran. Die Entfernung der einzelnen Profile voneinander wurde nicht angegeben.
Abb. 3.10: Detaillierte Profile der äolischen Fazies des Corrie Sandstone, Insel Arran. Die genaue Position der Profile wurde nicht angegeben.

Abb. 3.8:Lageskizze der Insel Arran, geologischer Rahmen und vereinfachte geologische Karte.



Aufschlußkarte des äolischen "Corrie-Sandstone" (A, gelbe Signatur) und geologische Karte der Nordspitze der Insel Arran (Cock of Arran, B)

Verändert nach Piper (1970), Brookfield (1980) und Clemmensen & Abrahamsen (1983)

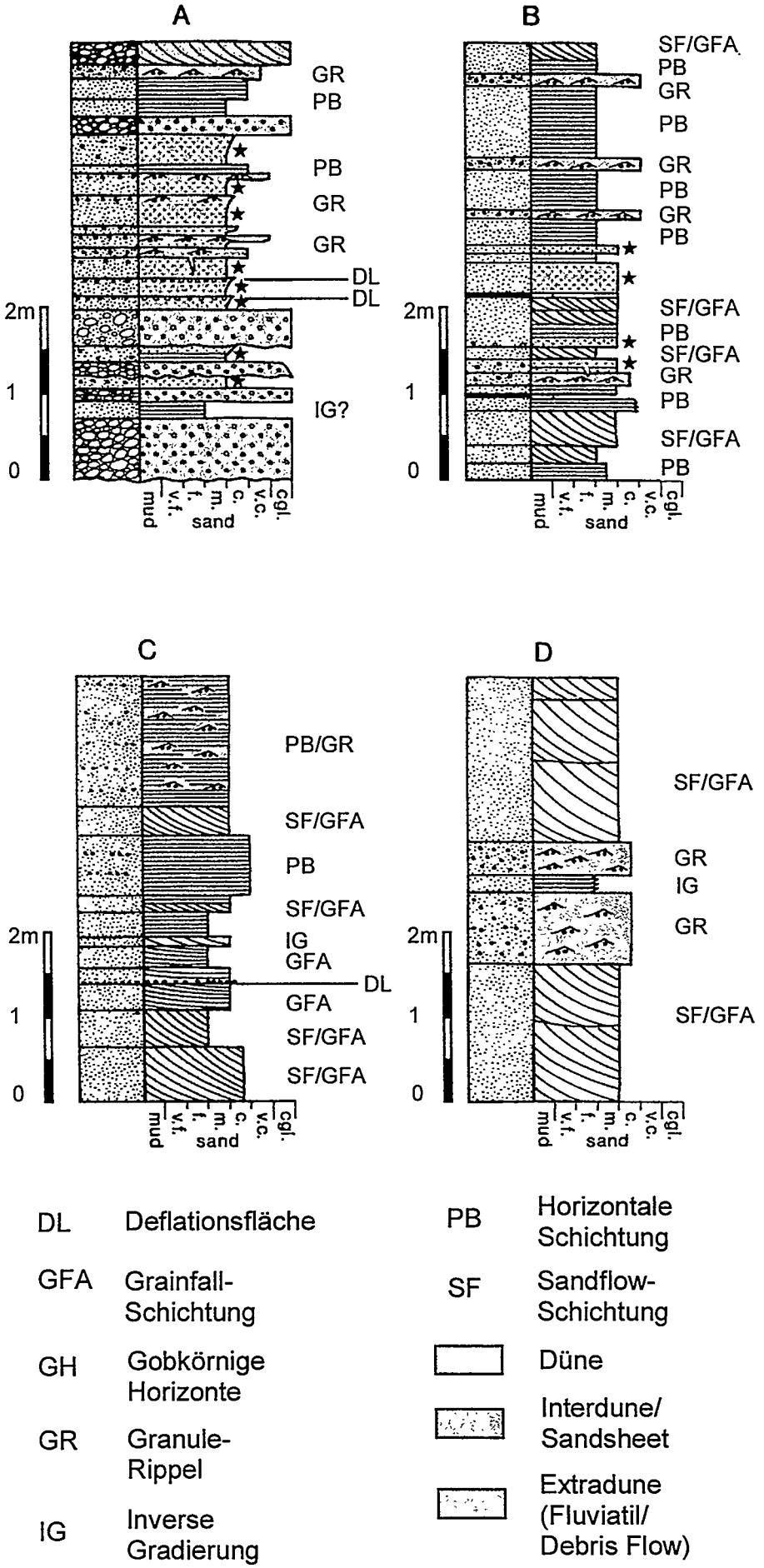
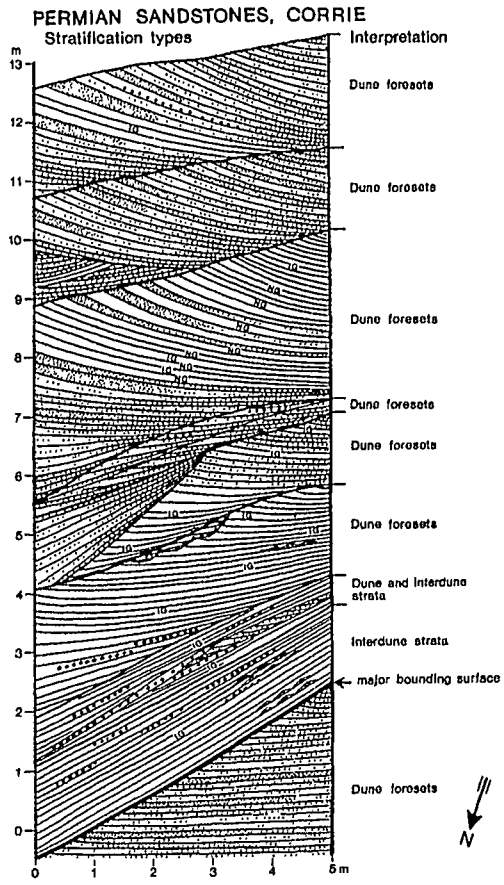
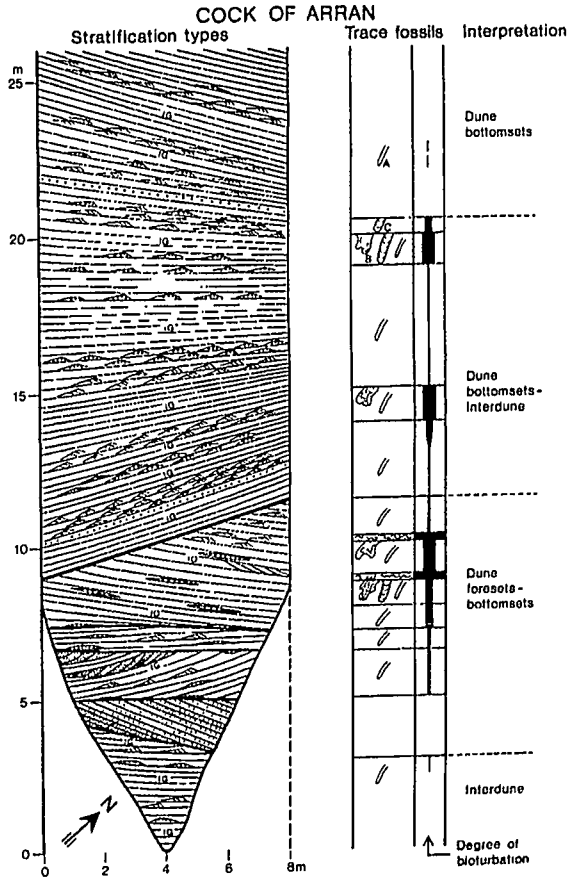
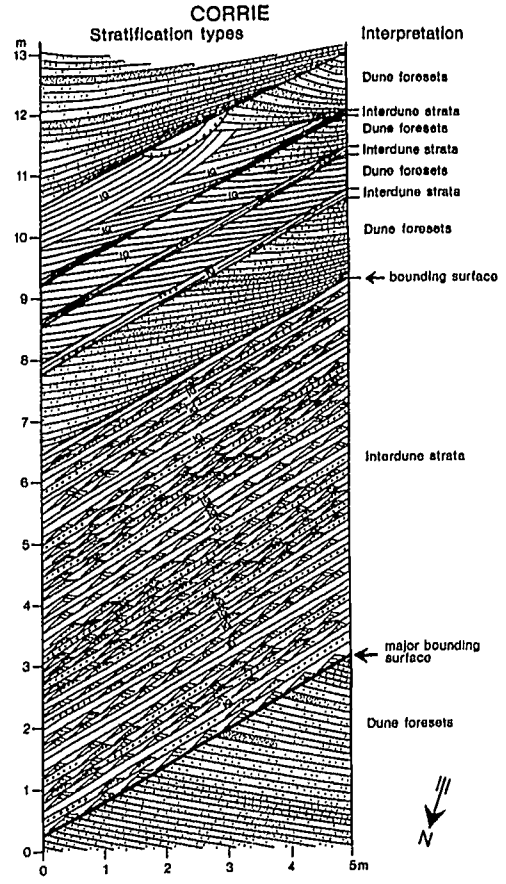


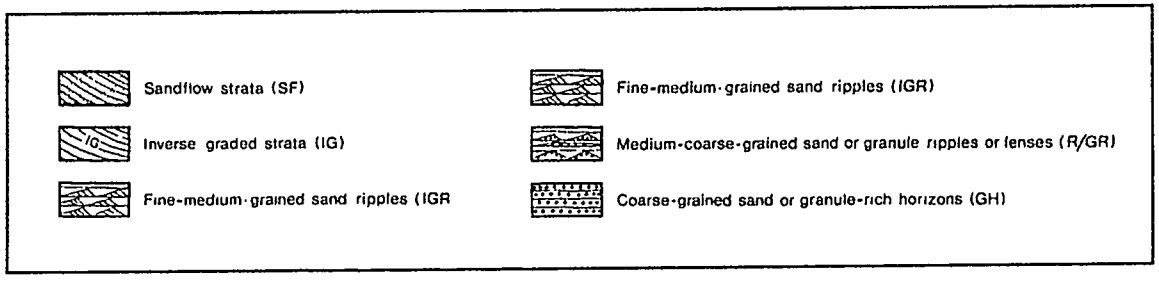
Abb. 3.9: Profile des Corrie Sandstone von Beckenrand (A) zum Beckenzentrum (B). Verändert nach Clemmensen (1983).







nach Clemmensen & Abrahamsen, 1983, ergänzt



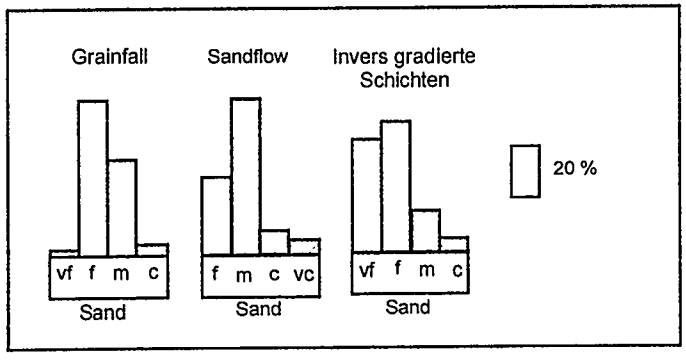


Abb. 3.10

3.3.6 Zitierte Literatur

Brookfield, M. E. (1989): Rotliegendes Desert Sedimentation in Scotland. Z. geol. Wiss., **17**(3): 205-241.

Clemmensen, L. B. & Abrahamsen, K. (1983): Aeolian stratification and facies association in desert sediments, Arran Basin (Permian), Scotland. Sedimentology, **30**: 311-339.

Clemmensen, L. B. & Hegner, J. (1991): Eolian sequence and erg dynamics; the Permian Corrie Sandstone, Scotland. Journal of Sedimentary Petrology, **61**: 768-774.

Clemmensen, L. B., Øxnevad, I. E. I. & De Boer, P. L. (1994): Climatic controls on ancient desert sedimentation: some late Paleozoic and Mesozoic examples from NW Europe and the Western Interior of the USA. Spec. Publs Int. Ass. Sediment. **19**: 439-457

Lovell, J. P. B. (1991): Permian and Triassic. In: *Geology of Scotland*, (Hrsg. von G. Y. Craig): 421-438. The Geological Society, London

Piper, D. J. W. (1970): Eolian sediments in the basal New Red Sandstone of Arran. Scottish Journal of Geology, **6**: 295-308.

3.4 Cedar Mesa Sandstone, Cutler Group, Perm (Colorado Plateau/USA)

Alter: Unteres Perm (Wolfcampian-Leonardian)
Beckentyp: Kleinere Senkungsgebiete (sagged Basins?) und Vorlandbecken; paläogeographische Position ca. 5° N
Mächtigkeit der Abfolge: ca. 1000 m (Cutler Formation); ca. 300 m (Cedar Mesa Sandstone); Größe des Ergs: ca. 50 000 km²
Kontinentaler und küstennaher Erg
Liefergebiet: Proximal
Art der Sandkonzentration: Überwiegend Typ 2 (littoral)
Art der Sandfalle: wahrscheinlich klimatisch
Aufschlußsituation: Sehr Gut
Dokumentation: Gut bis Sehr Gut
Heterogenitätselemente: Extra-Erg Element: Fließrinnen von 50-300m Ausdehnung und 5-9 m Mächtigkeit, Overbank-Interdune Ablagerungen von 20 m bis 5 km lateraler Ausdehnung und 0,1-2 m Mächtigkeit sowie "flood surfaces" von bis zu 400 km² Ausdehnung.
Erg-Element: Besteht zu 95% aus Dünensedimenten, die tabulare Körper mit Mächtigkeiten von 3-30 m und lateraler Ausdehnung von 5-80 km bilden; Interdune Sedimente nur untergeordnet als flache Linsen (Breite 50 m bis 2 km; Mächtigkeit >1 m).
Eignung als Aufschlußanalog: Gut

3.4.1 Einleitung und Geologischer Rahmen

Die Cutler Group ist eine komplex zusammengesetzte stratigraphische Einheit, welche den Übergang von alluvialen Sedimenten im Osten über äolische Ablagerungen, bis hin zu marinen Einheiten im Westen ihres Verbreitungsgebietes dokumentiert. Das tektonische setting der Cutler Group ist nicht exakt bekannt. Der Westrand des Nordamerikanischen Kratons unterlief während des unteren Perm eine Umgestaltung vom vormals passiven, zum jetzt aktiven Kontinentalrand. Durch die Kollision mit einem vorgelagerten Inselbogen und die weitere Aggretion kleinerer Terrains ist das Bild der permischen Zeitscheibe nur schwer zu rekonstruieren.

Die Sedimente der Cutler Group wurden am Ostrand eines Beckens abgelagert, das sich aufgrund seiner Position östlich des Inselbogens am ehesten als Retroarc Foreland Basin charakterisieren läßt. Von einigen Autoren wird für das Perm auch ein "Forebulge" östlich der Subduktionszone angenommen, wodurch das Becken auch als Backbulge Basin angesprochen werden könnte (Lawton, 1988), was aber für die Charakterisierung des Ablagerungsraums nicht allzu bedeutsam ist. Das Ablagerungsgebiet der Cutler Group war zusätzlich durch verschiedene Tröge (kleinere "Sagged Basins" wie z. B. Holbrook Basin) und Schwellen gegliedert (Blakey, 1988). Das wichtigste paläogeographische Element ist der Uncompahgre Uplift; ein durch steile Aufschiebungen begrenztes Hochgebiet, welches sich während des Karbon in Zusammenhang mit dem Zusammenschluß Pangaeas bildete (Dubiel et al., 1996). Westlich an den Uncompahgre Uplift anschließend entstand eine Saumsenke (Paradox Basin), die, ebenso wie das Hochgebiet, während des unteren Perm noch deutlich erkennbar ist. Bei den Gesteinen der Cutler Formation[8] handelt es sich um überwiegend fluviatil oder durch Schuttströme abgelagerte arkosische Sandsteine und Konglomerate. Die Mächtigkeit der Cutler Formation erreicht im Zentrum der Saumsenke bis zu 1000 m (Dubiel et al., 1996).

Nach Westen verzahnt sich die Cutler Formation mit den überwiegend äolischen Sandsteinen des Cedar Mesa Sandstone (Abb. 3.12a), der eine maximale Mächtigkeit von 300 m erreichen kann (Hintze, 1988). Der Übergang zwischen beiden Faziesbereichen findet über eine Distanz von ca. 50 km statt (Langford, 1988). Nach Süden verzahnen sich die äolischen Sandsteine mit Sedimenten einer küstennahen Sabkha (Supai Group; Toroweap und Supai Formation), die teilweise an kleinräumige Sagged Basins gebunden sind. Nach Westen schließlich wird der Cedar Mesa Sandstone von den flachmarinen Karbonaten der Elephant Canyon und Pakoon Limestone Formationen abgelöst (s. Abb. 3.11b). Äolische Sedimente des Unteren Perm bedeckten in Utah und angrenzenden Bundesstaaten eine Fläche von mindestens 50 000 km² (Blakey 1988). Eine vereinfachte Übersicht über die komplexe (und uneinheitlich angewendete) Nomenklatur unterpermischer Serien in Süd-Utah ist in Abb. 3.11a dargestellt.

3.4.2 Heterogenitätselemente

3.4.2.1 Extra-Erg Element

Das fluviatile Extra-Erg Element setzt sich aus drei Einheiten zusammen: Channel, Overbank-Interdune und Flood Surface (Langford 1988; Langford & Chan 1988, 1989), die sich in Hinblick auf ihre Lithologie und Dimensionierung (s. Abb. 3.13) deutlich voneinander unterscheiden. Andere Extra-Erg Elemente sind marine Einheiten, mit denen sich der Cedar Mesa Sandstone im Süden und Westen seines Verbreitungsgebiets verzahnt (Abb. Abb. 3.12b, c).

[8] Die Cutler Formation ist eine Untereinheit der Cutler Group, siehe Abb 3.12a

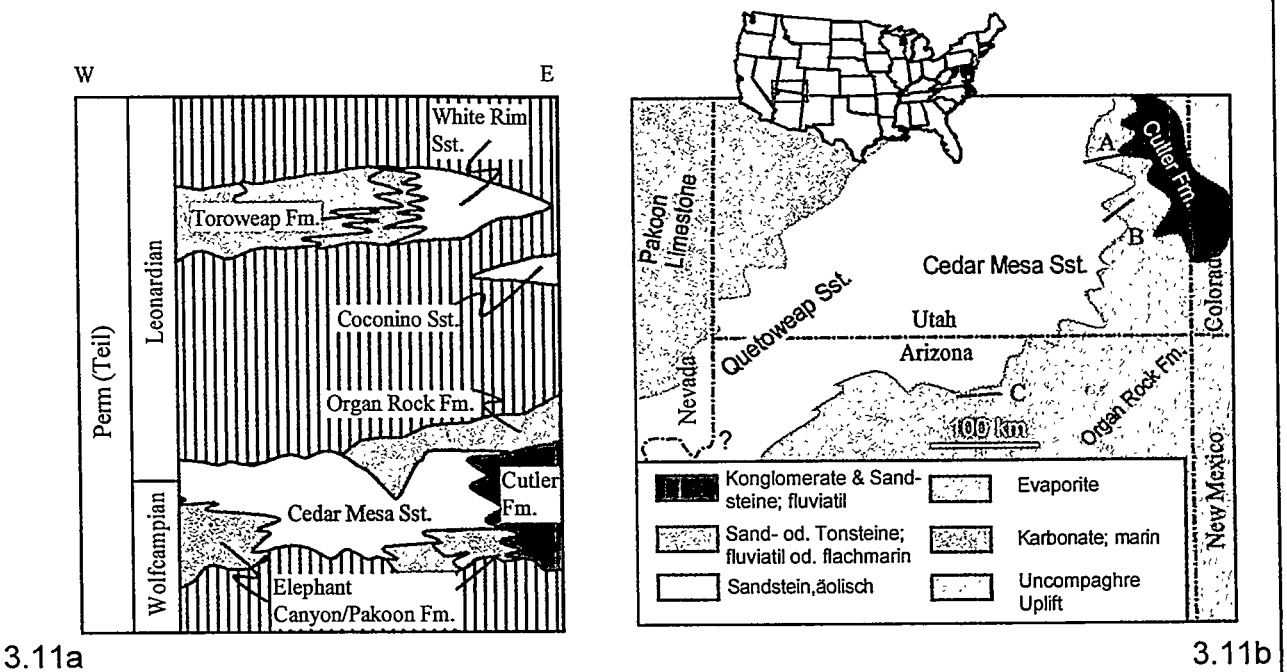


Abb. 3.11a: Vereinfachte Darstellung der Stratigraphie der Cutler Group. Nach Blakey (1996).
Abb. 3.11b: Laterale Beziehungen innerhalb der Cutler Group. Nach Blakey (1996).

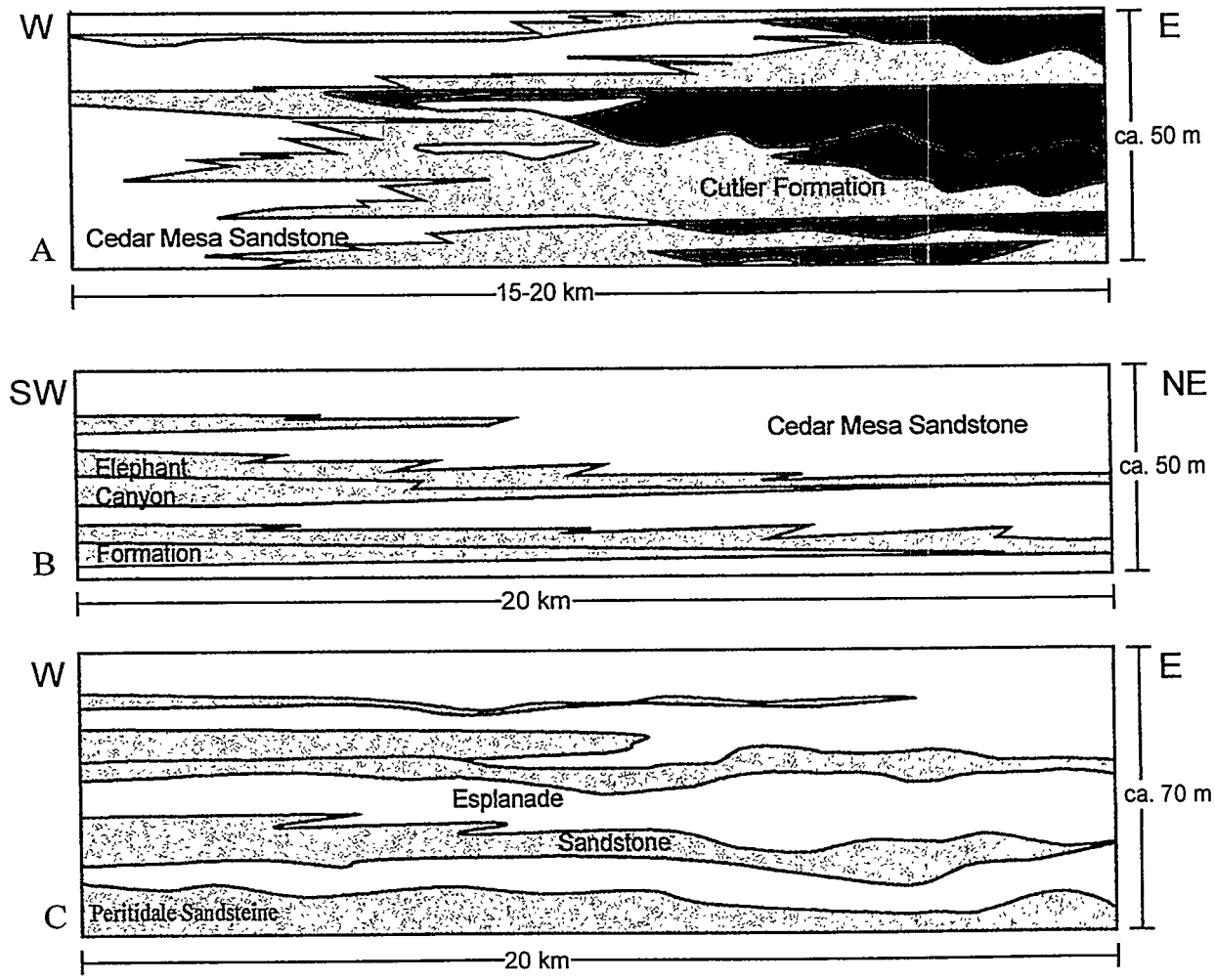
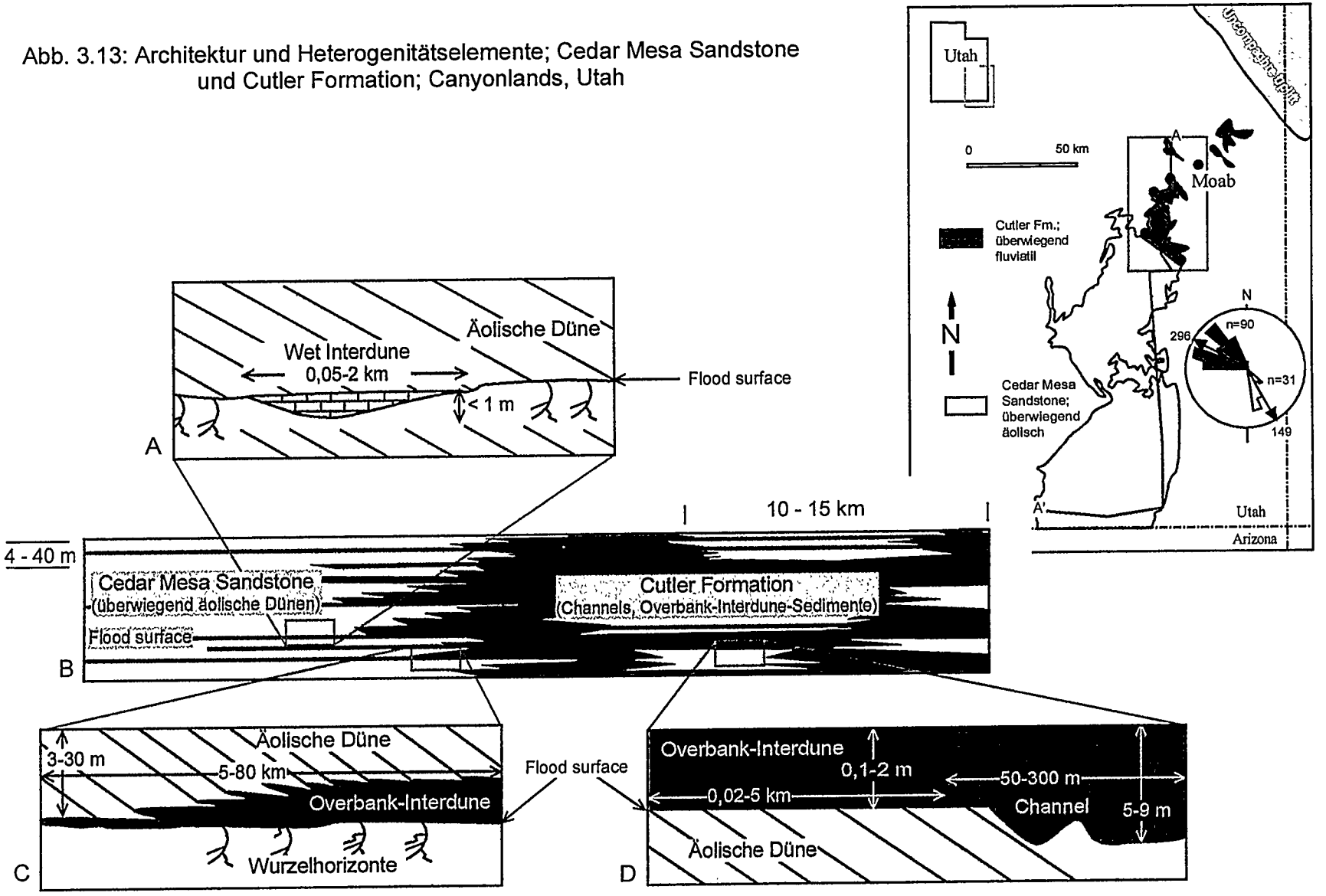


Abb. 3.12: Darstellung der Faziesarchitektur der Cutler Group. Position der Profile und Legende in Abb. 3.11b.

Abb. 3.13: Architektur und Heterogenitätselemente; Cedar Mesa Sandstone und Cutler Formation; Canyonlands, Utah



Verändert und ergänzt nach Langford, (1988) und Langford & Chan, (1989)

Channel

Die Fließrinnen, die je nach Aufschluß 30-70% der Cutler Formation ausmachen (Langford, 1988) bestehen aus fein- bis grobkörnigen, schlecht sortierten, Arkosen sowie Konglomeraten. Die Channels sind von flach linsenförmiger Geometrie mit einer Breite von 50-300 m und einer Mächtigkeit von 5-9 m (s. Abb. 3.13). Der Kontakt zu liegenden Schichten, meist äolischen Sandsteinen, ist scharf und erosiv. Interne Erosionsflächen zeigen an, daß die Channel-Komplexe aus 0,25-2 m mächtigen und bis 8 m breiten[9] Rinnen zusammengesetzt sind (Stanesco et al., 1989). An Sedimentstrukturen werden von Langford (1988) und Stanesco et al. (1989) trogförmige Schrägschichtung, Strömungsrippel und horizontale Schichtung beschrieben. Lateral gehen die Channels in feinkörnige Overbank-Interdune Ablagerungen über.

Außerhalb des Übergangsbereichs zu äolischen Sedimenten sind die Fließrinnen-Komplexe wesentlich größer; Blakey (1996) zeigt in einer Abbildung anscheinend zusammengesetzte Rinnenkomplexe mit einer lateralen Ausdehnung von bis zu 10 km und einer Mächtigkeit von über 25 m. Innerhalb dieser fluviatilen Sedimente finden sich vereinzelt isolierte Linsen äolischer Sedimente, die sich lateral einige km erstrecken und eine Mächtigkeit von ca. 5 bis 10 m erreichen. Leider wird in dem entsprechenden Artikel die Datengrundlage der Zeichnung nicht dargelegt, so daß keine weitergehenden Aussagen gemacht werden können.

Aufgrund der nur wenig streuenden Transportrichtungen, der Häufigkeit trogförmiger Schrägschichtung sowie des Fehlens lateraler Anlagerungsflächen werden die Fließrinnen der Cutler Formation als Ablagerungen eines "low sinuosity" Braided River Systems angesehen (Langford, 1988; Stanesco et al., 1989 und Langford & Chan, 1989).

Overbank-Interdune

Horizontal geschichtete Tonsteine, Siltsteine und feinkörnige Sandsteine sind in der Cutler Formation häufig. Aufgrund ihrer geringen Mächtigkeit (10 cm bis 2 m) machen sie allerdings nur 5-10 % des Gesamtvolumens aus (Langford, 1988). Die Elemente erreichen eine laterale Ausdehnung von bis zu 5 km; in der Regel liegt sie jedoch bei einigen hundert Metern; die Körper sind meist tabular, seltener kommen diskontinuierliche flache Linsen vor (Stanesco et al, 1989). An Sedimentstrukturen wurden von Langford (1988) climbing ripples, horizontale Schichtung, Trockenrisse sowie kleinere Channels beobachtet.

[9] Der Begriff "Breite" wird hier und im Folgenden - zugegebenermaßen inkorrekt - als Synonym für die maximale im Aufschluß beobachtete Ausdehnung benutzt.

Darüber hinaus treten in diesen Horizonten noch Fährten von Reptilien und Pflanzenreste auf (Dubiel & Brown, 1993). Selten kommen isolierte, schräggeschichtete Sandsteinkörper vor, die eine Mächtigkeit von 1-1,5 m erreichen und als Ablagerungen kleiner äolischer Dünen interpretiert werden. Lateral gehen die Overbank-Interdune Ablagerungen in Sedimente der Channel-Fazies über; sie überlagern mit erosivem Kontakt äolische Sedimente.

Die Bezeichnung Overbank-Interdune wurde von Langford (1988) gewählt, um zu verdeutlichen, daß die Overbank Sedimente in topographischen Senken abgelagert wurden, deren Position durch die Lage von Dünen festgelegt war.

Von Mack (1977) hingegen wurden ein mariner Ursprung für die feinkörnigen Sedimente angenommen. Dagegen spricht, daß sich der laterale Übergang von Overbank-Interdune Sedimenten zu eindeutig fluviatilen Channel-Ablagerungen im Aufschluß verfolgen läßt (Langford, 1988).

Flood Surfaces

Innerhalb des Cedar Mesa Aufschlußgürtels lassen sich zahlreiche, weit durchhaltende Erosionsflächen ausmachen, bei denen es sich nicht um klassische "bounding surfaces" innerhalb äolischer Sedimente handelt. Die Flächen befinden sich oft im Hangenden von gebleichten, gefleckten oder durchwurzelten Horizonten innerhalb der äolischen Sandsteine, die als Paläoböden interpretiert werden (Langford, 1988). Überlagert werden sie von fluviatilen Ablagerungen oder Interdune Sedimenten, seltener von äolischen Gesteinen.

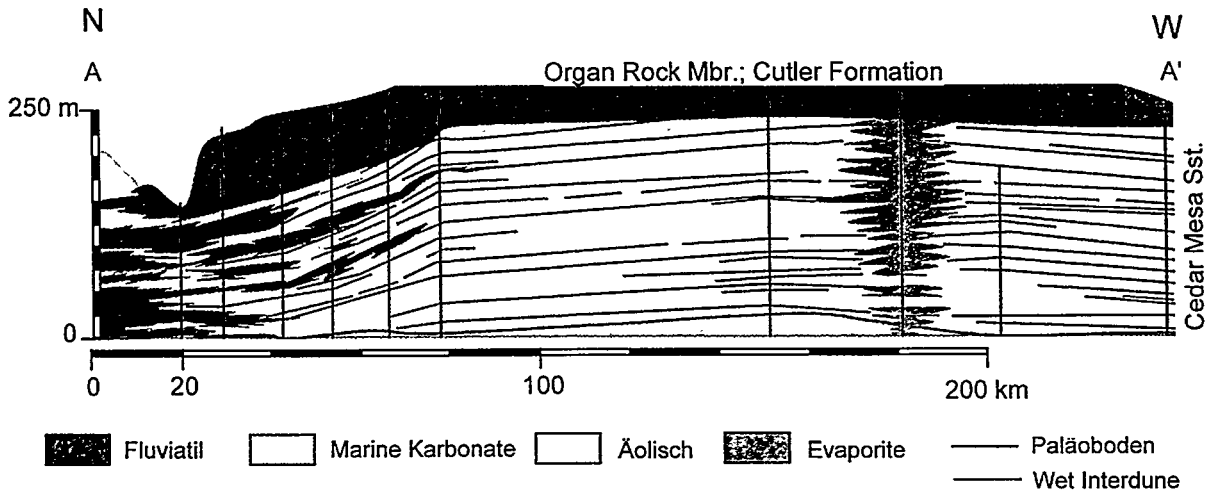


Abb. 3.14: Korrelation von Paläoböden innerhalb äolischer Sedimente des Cedar Mesa Sandstone. In Süd-Utah; senkrechte Linien geben Lokation gemessener Profile an. Nach Stanesco et al., 1989

Als Flood Surface werden diese Flächen bezeichnet, weil sie sich lateral mit den zuvor beschriebenen Overbank-Interdune Ablagerungen korrelieren lassen. Im Gegensatz zu diesen reichen sie aber viel weiter in das Innere des Cedar Mesa Ergs hinein.

Langford & Chan (1988) beschreiben eine Flood Surface mit einer Ausdehnung von 400 km²; Stanesco et al. (1989) zeigen, daß sich die mit den Flood Surfaces assoziierten Paläoböden über mindestens 100 km in den Erg hinein verfolgen lassen (Abb. 3.14). Die Anzahl der Flood Surfaces nimmt nach Langford & Chan (1988) vom Erg-Rand zum Erg-Zentrum ab. Der vertikale Abstand zwischen einzelnen Flood Surfaces hingegen nimmt mit zunehmender Entfernung von den fluviatilen Einheiten ab (Abb. 3.14). Im Norden tritt durchschnittlich eine Flood Surface auf 9 m Profilmächtigkeit auf; im Süden des von Langford & Chan (1993) bearbeiteten Gebietes beträgt die durchschnittlich vertikale Distanz bereits 17 m.

Nach Langford & Chan (1988) repräsentieren die Flood Surfaces die Überflutung eines aktiven Dünenfeldes und stellen nicht, wie die oft beschriebenen "first order bounding surfaces" das Resultat einer Sedimentationsunterbrechung mit Deflation des Ergs dar. Dafür spricht vor allem, daß die Flood Surfaces häufig von fluviatilen Sedimenten überlagert werden, die wiederum teilweise durch äolische Dünen im Hangenden deformiert wurden, und Wurzelhorizonte sich von den fluviatilen Ablagerungen bis in unterlagernde äolische Sande erstrecken. Diese Beobachtungen zeigen, daß sich die Ereignisse in einem engen Zeitrahmen abspielten.

Andere Extra-Erg Elemente

Neben fluviatilen Sedimenten kommen innerhalb des Cedar Mesa Sandstone auch Ablagerungen anderer nicht-äolischer Environments vor. Es handelt sich um marine Karbonate, küstennahe Sedimente und Evaporite. Eine halbschematische Darstellung der Geometrie dieser Einheiten zeigt Abb. 3.13.

3.4.2.2 Erg-Element

Die das Erg-Element ausmachenden Elemente Düne, Interdune und Sandsheet sind weniger gut dokumentiert als die Extra-Dune Elemente, so daß sie hier zusammenfassend betrachtet werden.

Dünen machen mit 95% den bei weitem größten Teil der äolischen Sedimente des Cedar Mesa Sandstone aus (Langford, 1988). Die Dünenablagerungen bauen großflächige (5 bis zu 80 km Ausdehnung im Aufschluß), dünne (3-30 m) tabular-planare Körper auf, die durch Flood Surfaces, fluviatile Sedimente oder, seltener, durch Deflationsflächen voneinander getrennt sind (Langford, 1988; Stanesco et al., 1989). Intern bestehen diese Körper aus Schrägschichtungssets mit Mächtigkeiten von 20 cm bis 20 m. Die Leeblätter wiederum bestehen zum größten Teil aus Windrippel-Ablagerungen, Sandflow-Schichten tragen mit ca. 30 % zu deren Aufbau bei (Langford & Chan, 1989). Die Korngröße der feinkörnigen und gut sortierten Dünensedimente nimmt kontinuierlich vom Rand des Ergs im Norden nach Süden hin (also in Transportrichtung) ab; von Langford & Chan (1993) wurden eine durchschnittliche Abnahme von 0,16 mm/km ermittelt. Hinsichtlich ihrer Permeabiltätseigenschaften zeigen die äolischen Sedimente des Cedar Mesa Sandstone die schon in Kap. 1.5 besprochenen Unterschiede zwischen den einzelnen primären Sedimentationseinheiten (Abb. 3.15)

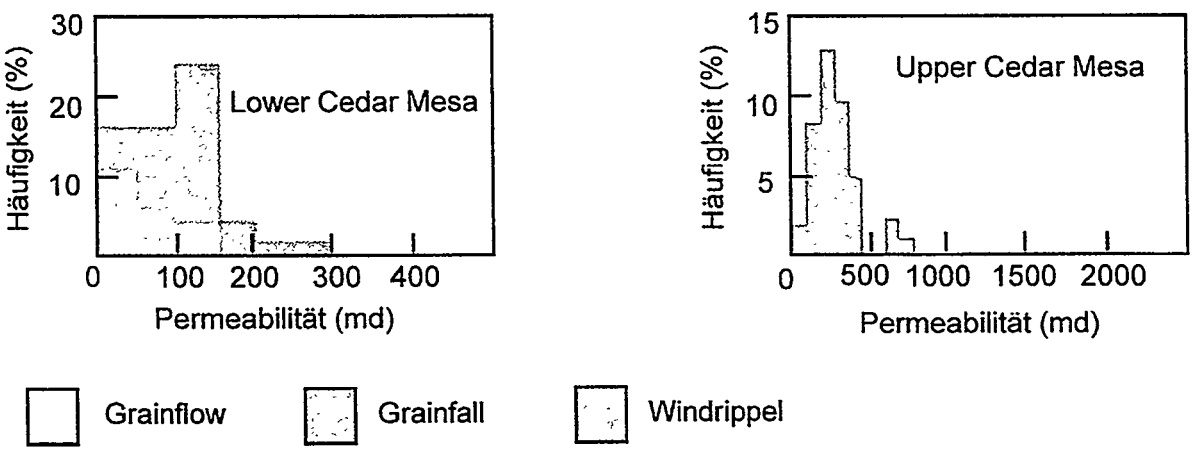


Abb. 3.15: Nach Sedimentationseinheiten aufgeschlüsselte Permeabilitätsdaten äolischer Sedimente des Cedar Mesa Sandstone. Nach Goggin (1988).

Mit ca. 5 % am Aufbau der äolischen Sedimente beteiligt sind Ablagerungen eines nassen Interdünenbereiches. Diese "wet interdune" Sedimente bestehen aus horizontal geschichteten, sandigen mikritischen Kalken (Stanesco et al., 1989), und besitzen eine linsenförmige Geometrie bei Mächtigkeiten von bis zu 1m und einer maximalen Ausdehnung von 2 km (Langford, 1988).

Von Stanesco et al. (1989) und Dubiel & Brown (1993) werden auch Sandsheet-Ablagerungen erwähnt, die aus horizontalen Windrippel-Laminae aufgebaut sind. Nähere Angaben zur Dimensionierung finden sich nicht; die Sandsheets werden lediglich als "weit durchhaltend" beschrieben.

3.4.3 Interpretation

Entstehung der Flood Surfaces

Nach einer Zeit der Aggradation und Migration innerhalb des Ergs wird das Dünenfeld durch Hochfluten, die von benachbarten Flußläufen ausgehen, teilweise überflutet. Zuerst sind davon die tiefer gelegenen Interdünenbereiche betroffen, in die sich teilweise kleine Fließrinnen eintiefen. Benachbarte Dünen werden dabei teilweise erodiert; der Sand wird als basale Lage der entstehenden Overbank-Interdunes wieder abgelagert (Langford & Chan, 1989).
Nach dem Abebben der Flut setzt sich die feinkörnige Suspensionsfracht ab und formt den tonigen Anteil der Overbank-Interdune Sedimente. Durch den hohen Grundwasserspiegel bedingt, bilden sich außerhalb des eigentlichen Überflutungsgebietes in Senken kleinräumige Seen (Wet Interdune). Der hohe Grundwasserspiegel begünstigt auch eine spärliche Vegetation, die sich auf den überfluteten Flächen ansiedelt. Nach Absinken des Grundwasserspiegels ist die Migration der Dünen wieder möglich; dabei werden die Overbank-Interdune Bereiche von äolischen Sanden bedeckt.

Die Erg-Entwicklung des Cedar Mesa Sandstone scheint nur wenig von (glazio-eustatischen?) Meeresspiegelschwankungen beeinflußt worden zu sein. Wäre dies der Fall gewesen, sollten sich weit durchhaltende Deflationsflächen finden lassen, die mit Transgressionen korrelieren, da eine Transgression zur Verringerung des Sandnachschubs aus dem küstennahen Bereich führt. Die relativ engständigen, und häufig in "Clustern" auftretenden Flood Surfaces (Langford, 1988) lassen hingegen eher auf eine klimatische Steuerung schließen. Die Subsidenzrate muß während der Entwicklung des Cedar Mesa Ergs kontinuierlich hoch gewesen sein, da nach jeder Überflutung genug Akkomodationsraum zur Überlieferung eines neuen Ergs zur Verfügung stand.

3.4.4 Aufschlußverhältnisse

Die Aufschlußverhältnisse der Cutler Group sind ideal; kontinuierliche Aufschlüsse erreichen eine Länge von bis 80 km (Eschard et al., 1997). Dadurch, daß der Aufschlußgürtel vom Colorado- und Green River sowie deren Tributarien durchflossen wird, entstehen viele dreidimensionale Anschnitte. Ein großer Teil der Aufschlüsse liegt im Gebiet zweier Nationalparks, nämlich dem Canyonlands- und dem Arches National Park; besonders der erste Park ist allerdings nur wenig durch Straßen erschlossen. Ein weiterer Punkt, der in diesem Zusammenhang erwähnenswert scheint, ist, daß die Nationalparkverwaltungen Untersuchungen, die das Erscheinungsbild von Aufschlüssen auch nur geringfügig verändern, recht "skeptisch" gegenüberstehen.

3.4.5 Eignung als Aufschlußanalog

Die paläogeographische und -tektonische Situation der Cutler Group stimmt nicht unmittelbar mit der des Rotliegend überein. Trotzdem ist eine Vergleichbarkeit gegeben, da wesentliche Faktoren ähnlich sind. Dies sind das Vorhandensein einer größeren Wasserfläche ungefähr entgegengesetzt zur vorherrschenden Windrichtung, eine relativ hohe Reliefenergie im Hinterland und eine hohe Subsidenz des Beckens.

Der Übergang von Alluvial Fan Sedimenten am Beckenrand über fluvio-lakustrine und äolische Ablagerungen bis zu rein äolischen Sedimenten im Beckenzentrum ist in idealer Weise aufgeschlossen. Von Eschard et al. (1997) wurden anhand detaillierter Untersuchungen der Cutler Group geostatistische Modelle fluviatil-äolischer Systeme entwickelt. Diese Modelle führten nach Eschard et al. (1997) zu einer verbesserten Vorhersagbarkeit von Lokation und Geometrie äolischer Reservoire in triassischen und permischen Serien in der südlichen Nordsee.

3.4.6 Zitierte Literatur

Blakey, R. C. (1988): Basin tectonics and erg response. Sedimentary Geology, **56**: 127-151.

Blakey, R. C. (1996): Permian Eolian Deposits, Sequences, and Sequence Boundaries, Colorado Plateau. In: *Paleozoic Systems of the Rocky Mountain Region*. In: *Paleozoic Systems of the Rocky Mountain Region*, (Hrsg. von M. W. Longmann & M. D. Sonnenfeld): 405-426, Rocky Mountain Section SEPM, Denver.

Dubiel, R. F. & Brown, J. L. (1993): Sedimentologic analysis of cores from the Upper Triassic Chinle Formation and the Lower Permian Cutler Formation, Lisbon Valley, Utah. U. S. Geological Survey Bulletin, **2000-E**: E1-E40.

Dubiel, R. F., Huntoon, J. E., Condon, S. M. & Stanesco, J. D. (1996): Permian Deposystems, Paleogeography, and Paleoclimate of the Paradox Basin and Vicinity. In: *Paleozoic Systems of the Rocky Mountain Region*, (Hrsg. von M. W. Longmann & M. D. Sonnenfeld): 427-444; Rocky Mountain Section, SEPM, Denver.

Eschard, R., Lafont, F., Desaubliaux, G., Doligez, B., Granjeon, D., Lerat, O. & Anonymous. (1997): Predicting genetic sequence architecture of eolian/fluvial systems in North Sea reservoirs from an outcrop model (Cutler Fm, Permian, USA) 1997 AAPG international conference and exhibition; abstracts. 1997 AAPG International Conference and Exhibition, **81**: 1373.

Goggin, D. J. (1988): Geologically-sensible modelling of the spatial distribution of permeability in eolian deposits; Page Sandstone (Jurassic), northern Arizona. Unveröff. Ph. D. Thesis, University of Texas, Austin, Austin, TX, United States, 436 S.

Hintze, L. F. (1988): Geologic History of Utah. Brigham Young University Geology Studies, Special Publication 7; Brigham Young University, Provo, UT, 202 S.

Langford, R. P. (1988): Modern and ancient fluvial-eolian interactions. Unveröffentlichte Dissertation, University of Utah, Salt Lake City, UT, 336 S.

Langford, R. P. & Chan, M. A. (1988): Flood surfaces and deflation surfaces within the Cutler Formation and Cedar Mesa Sandstone (Permian), southeastern Utah. Geological Society of America Bulletin, **100**: 1541-1549.

Langford, R. P. & Chan, M. A. (1989): Fluvial-aeolian interactions; Part II, Ancient systems. Sedimentology, **36**: 1037-1051.

Langford, R. P., Chan, M. A., (1993): Downwind changes within an ancient dune sea, Permian Cedar Mesa Sandstone, Southeast Utah. Aeolian sediments, ancient and modern. IAS Spec. Pub. **16**: 109-126.

Lawton, T. F. (1988): Tectonic Setting of Mesozoic Sedimentary Basins, Rocky Mountain Region, United States. In: M. V. Caputo, J. A. Peterson and K. J. Franczyk (Hrsg.) *Mesozoic Systems of the Rocky Mountain Region, USA:* 1-25. Rocky Mountain Section SEPM, Denver, CO

Loope, D. B. (1985): Episodic deposition and preservation of eolian sands; a late Paleozoic example from southeastern Utah. Geology, **13**: 73-76.

Mack, G. H. (1977): Depositional environments of the Cutler-Cedar Mesa facies transition (Permian) near Moab, Utah. The Mountain Geologist, **14**: 53-68.

Peterson, F. (1988): Pennsylvanian to Jurassic eolian transportation systems in the Western United States. Sedimentary Geology, **56**: 207-260.

Stanesco, J. D., Campbell, J. A. & Condon, S. M., (1989): Eolian and noneolian facies of the Lower Permian Cedar Mesa Sandstone Member of the Cutler Formation, southeastern Utah. U. S. Geological Survey Bull., **1808-F**: F1-F13

3.5 Schnebly Hill Formation, Unteres Perm, Arizona

Alter: Unteres Perm (Leonardian)
Beckentyp: Sagged Basin; paläogeographische Position ca. 5° N
Mächtigkeit der Abfolge: ca. 300 m
Kontinentaler und küstennaher Erg
Liefergebiet: Proximal
Art der Sandkonzentration: Typ 2 (littoral)
Art der Sandfalle: topographisch (angrenzende Wasserfläche)
Aufschlußsituation: Sehr Gut
Dokumentation: Befriedigend
Heterogenitätselemente: Extra-Erg Element: Küstennahe Sabkha und flachmarine Sedimente. Erg-Element: Dünen (Draas, "Blow Out Dunes" und Sandsheet
Eignung als Aufschlußanalog: Nur für Teilaspekte geeignet

3.5.1 Einleitung

Die Schnebly Hill Formation ist geringfügig jünger (ein zeitliches Äquivalent des Coconino Sst. in Abb. 3.11a) als der Cedar Mesa Sandstone, und ihr Verbreitungsgebiet liegt weiter im Süden. Die paläogeographische Situation hingegen ist nur wenig verändert. Der Ablagerungsraum der Schnebly Hill Formation wird im Westen von marinen Sedimenten des Retroarc Foreland Basins begrenzt; im Osten und Süden schließen ihn Sabkha Sedimente, flachmarine Ablagerungen und Evaporite ab, die im Holbrook Basin (Sagged Basin mit ca. 150 km Durchmesser) abgelagert wurden (Blakey, 1988).

Interessant ist die Verzahnung mit marinen Sedimenten im Süden und Osten; sie soll hier als Ergänzung zum oben behandelten Cedar Mesa Sandstone dargestellt werden, da dessen Verzahnung mit marinen Sedimenten größtenteils nicht aufgeschlossen bzw. erodiert ist. Die Schnebly Hill Formation stellt ein gutes Beispiel für die Interaktion eines äolischen mit einem flachmarinen Deposystem dar.

3.5.2 Heterogenitätselemente

3.5.2.1 Extra-Erg

Wellig-flaserig, unregelmäßig geschichteter Siltstein, der als Sediment einer küstennahen Sabkha interpretiert wird, baut das wesentliche Extra-Erg Element der Schnebly Hill Formation auf. Neben Siltstein treten auch komplex schräggeschichtete Sandsteinkörper auf, die aufgrund des Fehlens von Indikatoren für äolischen Transport als subaquatische Sandbarren interpretiert werden (Blakey & Middleton, 1983).

3.5.2.2 Erg

Der Schnebly Hill Erg geht von einem kontinentalen äolischen Deposystem im N und W in ein küstennahes Dünenfeld im Süden über (siehe Abb. 3.16 und 3.17). Dementsprechend vielgestaltig ist die Ausprägung äolischer Sedimente; von Blakey & Middleton (1983) wurden folgende Einheiten unterschieden: Draas, küstennahe Dünen und "blow out" Dünen, die eng mit Sandsheets assoziiert sind.

Die Draas setzen sich aus bis zu 12 m mächtigen, tabularen Einheiten zusammen, die intern aus Windrippel-, Grainfall- und Grainflow Schichten aufgebaut sind (Abb. 3.17b). Die gut sortierten, feinkörnigen Sande wurden überwiegend durch nördliche Winde transportiert (Blakey & Middleton 1983). Kleinere sets trogförmiger Schrägschichtung, die intern aus Windrippel-Schichten aufgebaut sind, werden als "Blow Out" Dünen interpretiert; ein Dünentyp, der sich in Bereichen mit zeitweise negativem Sandbudget und wechselnden Windrichtungen bildet. Durch Deflation kommt es unter diesen Bedingungen zur Bildung kleiner morphologischer Depressionen, die dann sukzessive durch Ablagerungen migrierender Windrippel verfüllt werden. Sowohl vom Erscheinungsbild als auch vom Entstehungsmechanismus her ist dieser Dünentyp eng mit den häufig beschriebenen Sandsheet Ablagerungen verwandt. Die als Stranddünen interpretierten Körper setzen sich aus trogförmig und tabular schräggeschichteten Körpern zusammen, die sich aufgrund ihrer kleineren Dimensionen von den Ablagerungen der binnenländischen Draas unterscheiden lassen.

3.5.3 Ablagerungsgeschichte

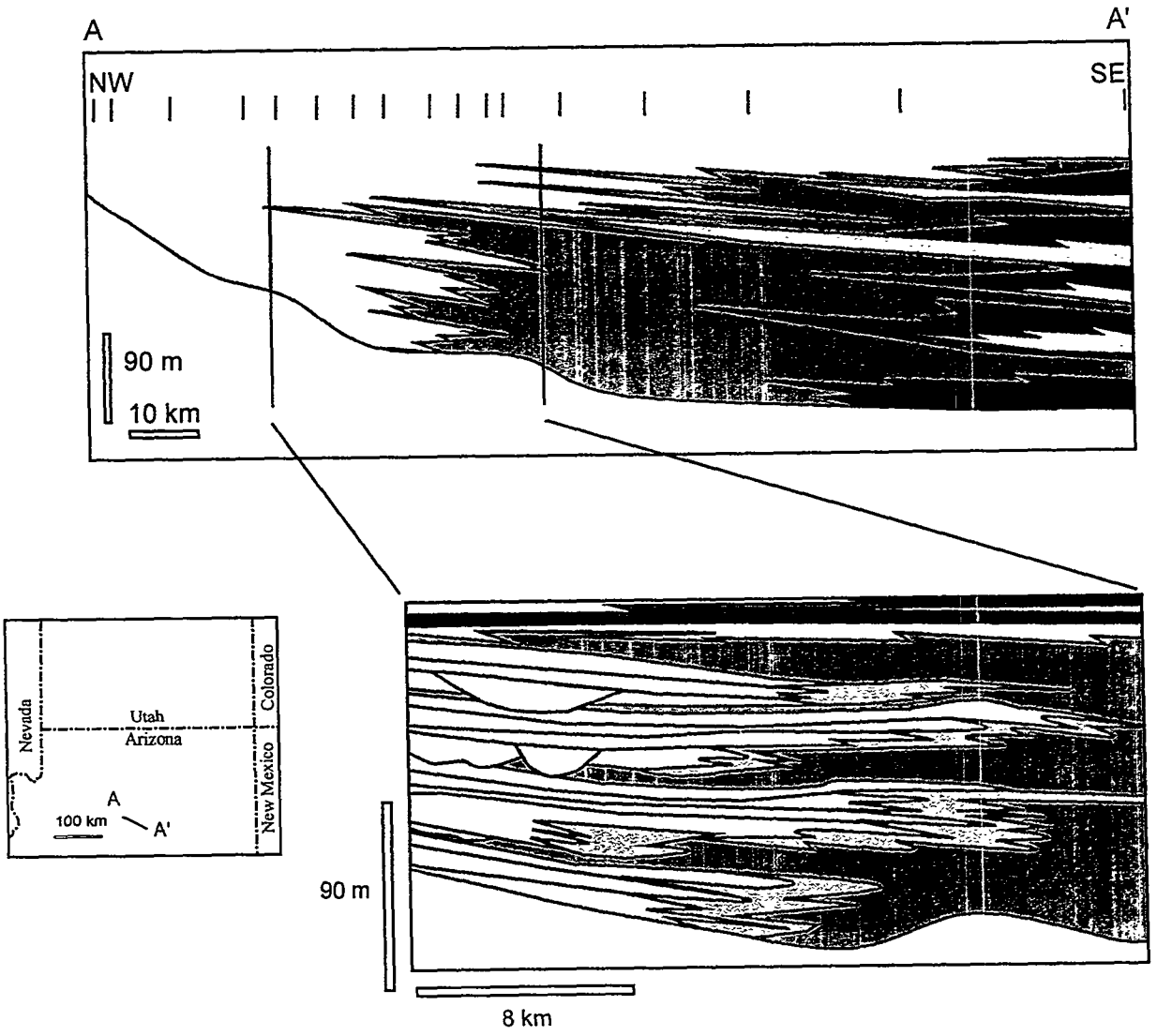
Die räumlich-zeitliche Verteilung äolischer und nicht-äolischer Sedimente innerhalb der Schnebly Hill Formation weist eine deutliche Zyklizität auf (Abb. 3.16 und 3.17a), die von Blakey & Middleton (1983) wie folgt interpretiert wird: Eine Transgression schafft eine weitreichende, ebene Erosionsfläche am Top eines vorhergehenden Zyklus; Sedimente eines peritidalen Ablagerungsraum bilden sich. Ablandige Winde transportieren Sand heran, der im wechselnden Windregime der Küste "blow out"- und Stranddünen bildet. Im weiteren Verlauf progradieren diese, zusammen mit binnenländischen Draas, über die randmarinen Sedimente. Daß der Übergang von mariner zu äolischer Sedimentation sehr schnell erfolgen kann, zeigt Abb. 3.17b. Hier wurden erst durch eine kurzzeitige, untergeordnete Transgression äolische Sande aufgearbeitet und zusammen mit lagunären Sedimenten abgelagert, welche dann wiederum von progradierenden Draa-Ablagerungen überlagert werden. Am Ende eines Zyklus steht eine anscheinend abrupte Transgression, welche die äolischen Sedimente teilweise erodiert. Als Steuerungsfaktoren für die wiederholten Transgressionen werden von Blakey & Middleton (1983) glazioeustatische Meeresspiegelschwankungen verantwortlich gemacht, die aufgrund des geringen Reliefs und Gefälles sehr rasch Auswirkungen auf den Ablagerungsraum der Schnebly Hill Formation zeigten. Zum Zusammenhang von Grundwasserspiegel und Faziesarchitektur siehe Entrada Sandstone; Kap. 3.7.

3.5.4 Aufschlußverhältnisse

Die Schnebly Hill Formation ist in mehreren Aufschlußgürteln südlich von Flagstaff, Arizona, sehr gut aufgeschlossen. Die Abfolge bildet steile Klippen, die stellenweise schwer zugänglich sind.

3.5.5 Eignung als Aufschlußanalog

Die Schnebly Hill Formation stellt sicherlich kein geeignetes Analog für die Beckenrandfazies der Parchim- und Mirow Formation dar. Sie ist allerdings ein Beispiel für die Interaktion eines äolischen Ablagerungsraumes mit einem flachmarinen Ablagerungsraum eines ariden Klimaregimes. Insofern kann sie als Analog für die Sedimente des Zentralen Beckenbereichs - insbesondere in der Spätphase der Beckenentwicklung - dienen. Es sollte jedoch bedacht werden, daß der vorherrschende Sandtransport ablandig geschah, während im Südlichen Permbecken Sand vom zentralen Endsee ins Binnenland transportiert wurde.



Sandstein; Äolische Dünen

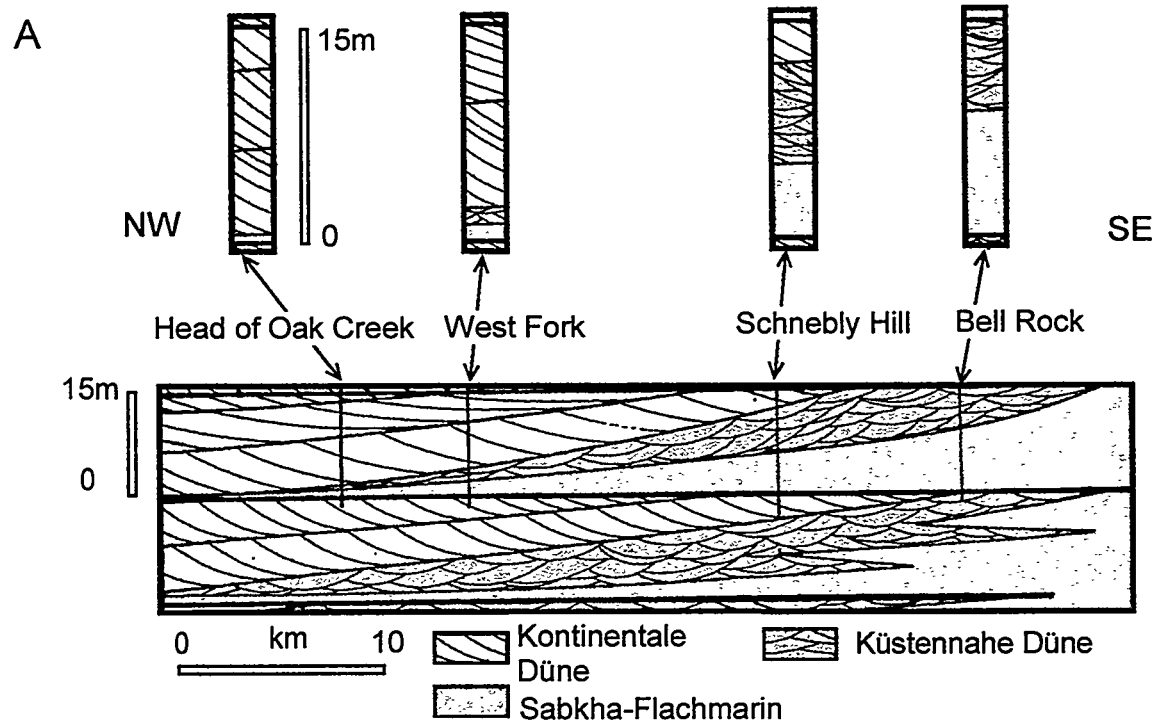
Sandstein; Sandsheet

Sand- und Siltstein; Sabkha

Tonstein, Gips; randmarin

Kalkstein, flachmarin

Abb. 3.16: Faziesarchitektur des Schnebly Hill Sandstone, Zentral-Arizona. Besonders im vergrößerten Ausschnitt sind deutlich die weit in den Erg vorgreifenden flood surfaces zu erkennen. Verändert nach Blakey (1996).



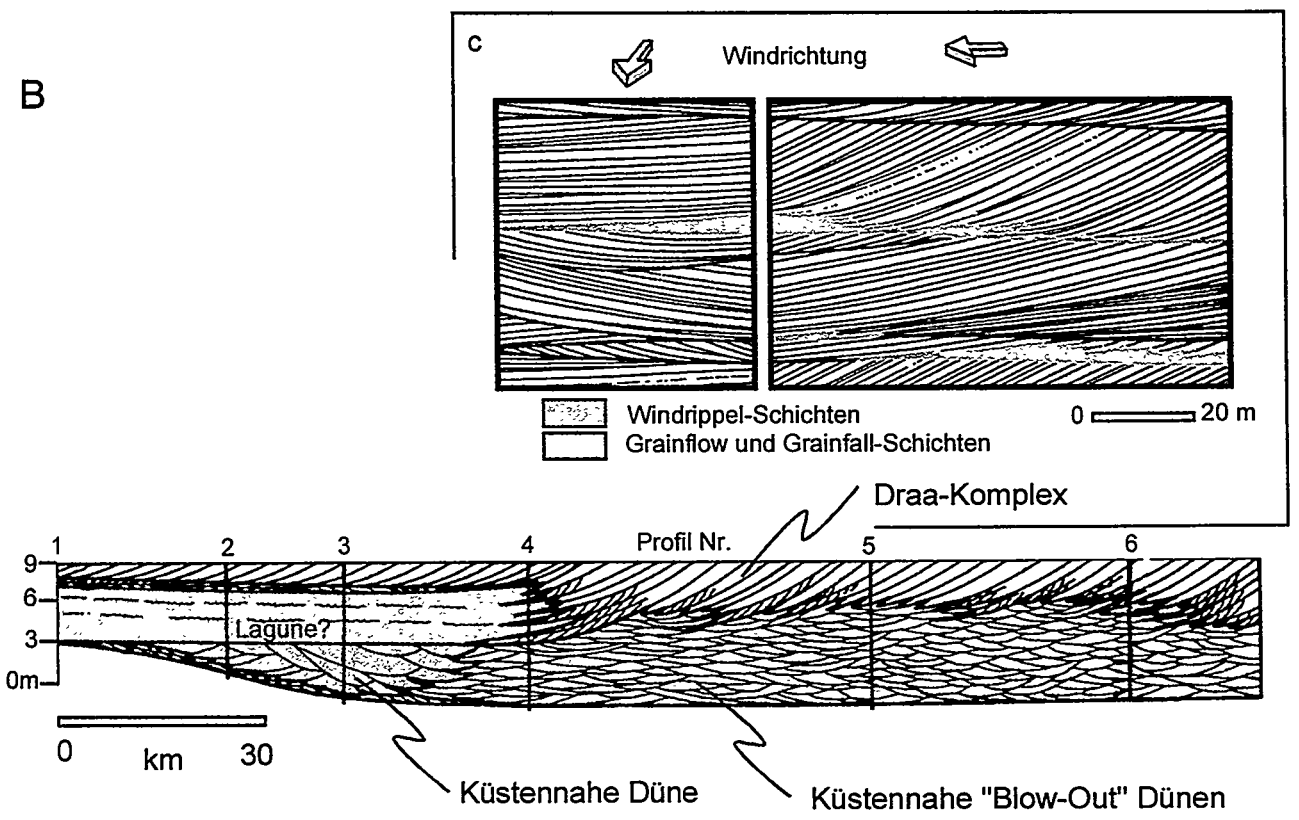


Abb. 3.17: a) Faziesarchitektur der Schnebly Hill Formation. Die angegebenen Lokationen befinden sich südlich von Flagstaff, Arizona; genauere Angaben fehlen. b) Detaillierte Aufnahme der Verzahnung von äolischen mit flachmarinen Sedimenten. Verändert nach Blakey et al. (1983).

3.5.6 Zitierte Literatur

Blakey, R. C. (1988): Basin tectonics and erg response. Sedimentary Geology, **56**: 127-151.

Blakey, R. C. (1996): Permian Eolian Deposits, Sequences, and Sequence Boundaries, Colorado Plateau. In: *Paleozoic Systems of the Rocky Mountain Region*. In: *Paleozoic Systems of the Rocky Mountain Region*, (Hrsg. von M. W. Longmann & M. D. Sonnenfeld): 405-426, Rocky Mountain Section SEPM, Denver

Blakey, R. C., Middleton, L. T., Brookfield, M. E. & Ahlbrandt, T. S. (1983): Permian shoreline eolian complex in central Arizona; dune changes in response to cyclic sea level changes. In: Eolian sediments and processes, Developments in Sedimentology **38:** 551-581

3.6 Übergangsbereich zwischen Navajo Sandstone und Kayenta Formation (Unterjura; Arizona/USA)

Alter: Unterjura
Beckentyp: Retroarc Foreland Basin
Mächtigkeit der Abfolge: Navajo ca. 400m; Kayenta ca. 150 m
Kontinentaler Erg
Distanz zum Liefergebiet: Proximal und distal
Art der Sandkonzentration: Typ 1
Art der Sandfalle: unbekannt
Aufschlußsituation: Sehr Gut
Dokumentation: Gut
Heterogenitätselemente: Extra-Erg: Fluviatile Sedimente; weit durchhaltende planare Körper (Schichtfluten) und einzelne Channels, die 3 m mächtig und 10-50 m weit sind. Erg: 70 % Dünen; Dry Interdune als planare Körper mit 1-2 m Mächtigkeit, Ausdehnung bis 1,2 km. Flooded Interdune 3-9 m mächtig, Weite 0,1-1 km.
Eignung als Aufschlußanalog: Ungeeignet wegen ungenügender Übereinstimmung in Rahmenbedingungen und Lithofaziestypen

3.6.1 Einleitung

Der Navajo Sandstone und die Kayenta Formation gehören zur Glen Canyon Group, einer stratigraphischen Einheit, die eine je nach Region unterschiedliche Anzahl stratigraphisch schwierig zu fassender Untereinheiten umfaßt (Abb. 3.18). Der bis über 400 m mächtige Navajo Sandstone und seine zeitgleichen Äquivalente sind die Relikte eines der größten überlieferten Ergs überhaupt; die äolischen Sedimente sind von Wyoming bis nach Kalifornien korrelierbar und bedeckten eine Fläche von mindestens 400.000 km² (Blakey et al., 1988).

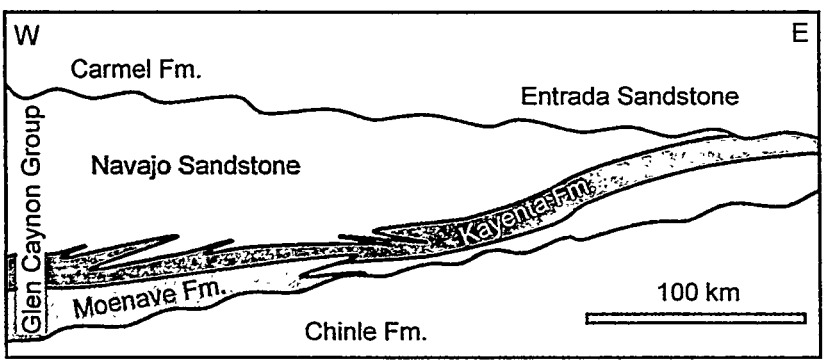


Abb. 3.18: Vereinfachte Darstellung der Stratigraphie der unterjurassischen Glen Canyon Group in Arizona. Kein Höhenmaßstab. Nach Blakey (1988).

Die Transportrichtung der gut sortierten, überwiegend feinkörnigen Sedimente des Navajo Sandstone wird von Peterson (1988) als NW-SE angegeben. Im Osten seines Ablagerungsgebietes verzahnt sich der Navajo Sandstone mit fluviatilen Serien der Kayenta Formation. Im Vergleich zum Perm ist die tektonische Situation deutlich klarer. Seit der Trias gilt ein aktiver Kontinentalrand am Westrand des Nordamerikanischen Kratons als gesichert (Lawton, 1994). An eine nach Osten einfallende Subduktionszone mit assoziiertem Inselbogen schloß sich weiter östlich ein schmales "retroarc foreland basin" an (Lawton, 1994). Das durch den Uncompaghre Uplift und andere Hochgebiete der Ancestral Rocky Mountains gegebene Relief war deutlich geringer als im Perm; im Süden bildete sich allerdings ein neues potentielles Liefergebiet heraus: Die Mogollon Highlands (s. auch Abb. 3.21) werden unterschiedlich interpretiert, je nach Autor handelt es sich um Inselbogen- oder Rifting Vulkanismus. Die in der Kayenta Formation gemessenen Transportrichtungen (E-W bis SSE-NNW; Blakey, 1994) zeigen deutlich die Wichtigkeit der beiden vorgenannten Hochgebiete als bestimmende paläogeographische Elemente an.

3.6.2 Heterogenitätselemente

3.6.2.1 Erg

Düne

Dünensedimente machen ca. 70 % des Navajo Sandstone aus (Blakey et al., 1988). Nahezu horizontale Erosionsflächen (first order bounding surfaces) begrenzen planare Körper, die eine Mächtigkeit von bis 25 m erreichen und vertikal aus einem oder mehreren Schrägschichtungssets aufgebaut sind (Herries, 1993). Intern bestehen diese überwiegend aus Sandflow-Schichten, die eine Mächtigkeit von 12 cm erreichen können; an der Basis einzelner sets sind bis 23 cm mächtige Windrippel-Schichten häufig (Middleton & Blakey, 1983). Die Leeblätter fallen mit 25-30° in Richtung 120° ein (s. Abb. 3.19); die Fallrichtungen streuen nur sehr wenig. Erosionsflächen innerhalb der planaren Körper ("second order bounding surfaces") fallen flach (ca. 5°) nach Osten ein. Als Dünentyp werden von Herries (1993) aufgrund des unimodalen Einfallens der Schrägschichtung und den schräg dazu orientierten "second order bounding surfaces" Transversaldünen angenommen.

Dry Interdune

Diese Einheit bildet weit (bis zu 1200 m) durchhaltende, dünne (1-2 m), planare Körper, die scharf gegen die unterlagernden Dünensedimente abgegrenzt sind (Abb. 3.19). Am Top ist die Abgrenzung gegen hangende Schichten weniger deutlich; oft greifen Sandflow-toes in die Interdune Sedimente herab. Charakteristische Sedimentstrukturen sind undeutliche horizontale Schichtung, Windrippel-Ablagerungen und vereinzelte Granule Ripples.

Flooded Interdune

Im deutlichen Gegensatz zu den "dry interdune" Sedimenten bilden die "flooded interdune" Sedimente Körper von linsenförmiger Geometrie, die bei einer Mächtigkeit von 3-9 m eine maximale Ausdehnung von 0,1-1 km erreichen (Herries, 1993; s. Abb. 3.19). Der Kontakt zu äolischen Sedimenten ist erosiv mit einem Relief von bis zu 1 m. Die "flooded interdune" Sedimente zeigen alle Übergänge von kurzzeitig überfluteten Arealen, die durch strukturlosen ("homogenisierten") Sandstein gekennzeichnet sind, und komplexeren Ablagerungen kurzzeitiger Seen. Letztere setzen sich aus laminierten Kalken, dünnen Tonlagen, die eine Mächtigkeit von 1 m nicht überschreiten, und bioturbaten Horizonten zusammen. Im Hangenden werden sie von Dünensedimenten oder sandigen ephemer-fluviatilen Sedimenten überlagert.

3.6.2.2 Extra Erg

In einer detaillierten Aufschlußaufnahme wurden von Herries (1993) zwei Einheiten innerhalb der fluviatilen Extra-Erg Einheit ausgehalten; zum einen siltige Floodplain-Ablagerungen und zum anderen sandige Sedimente ephemerer Fließsysteme (Abb. 3.19).

Sandige Fazies

Die sandige Fazies wird von Herries (1993) in zwei Untereinheiten gegliedert:

Horizontal geschichteter Sandstein
Horizontal oder flach (<10°) geschichteter Sandstein; baut tabulare Einheiten mit schwach erosiver Basis auf; Mächtigkeit bis 4 m. Besteht intern aus sets mit Mächtigkeiten von 0,5-1m, die in Transportrichtung einige Dekameter durchhalten. An der Basis dieser sets finden sich häufig Schlickgerölle. Von Herries wird diese Einheit als Ablagerung am Top von point bars interpretiert.

Von North & Taylor (1996) wurden an einem Aufschluß der Kayenta Formation in Ost-Utah detaillierte Untersuchungen der Kayenta Formation vorgenommen. Stratigraphisch sind die hier untersuchten Sedimente älter als die von Herries (1994) untersuchten, paläogeographisch gesehen sind sie liefergebietsnäher als jene. Aufgrund des anderen Ansatzes (von Herries wurden lithofazielle Einheiten aufgenommen; North & Taylor hingegen konzentrierten sich auf Architekturelemente) sind die Ergebnisse beider Arbeiten nur eingeschränkt vergleichbar. Bei den von North & Taylor (1996) als Fazies Cpf bezeichneten parallel geschichteten Feinsanden scheint es sich um die weiter oben beschrieben Fazies zu handeln. Die beiden Autoren geben für diese Einheit Mächtigkeiten von 4-6 m und eine Ausdehnung von 100-350 m an; ihre Permeabilität liegt zwischen 3 und 353 md (arithm. Mittel 159 md).

Trogförmig schräggeschichteter Sandstein

Zwischen den horizontal geschichteten Körpern finden sich häufig Elemente, die aus trogförmig geschichtetem Sandstein bestehen. Sie erreichen eine Mächtigkeit von bis 1,5 m und sind bis 5 m breit. Nach einigen Dekametern werden sie von überlagernden horizontal geschichteten Sanden gekappt. Als Ursprung der trogförmigen Elemente innerhalb der horizontal geschichteten Sandsteine werden von Herries (1993) subaquatische Dünen angesehen, die während Phasen erhöhter Strömungsenergie entstanden.

Channel fill

Aus dem proximalen setting, das von North & Taylor (1996) untersucht wurde, werden zusätzlich zu den oben genannten Einheiten channel-fill Sedimente beschrieben, die sich im Aufschluß als linsenförmige Körper mit einer Mächtigkeit von ca. 3 m und einer Weite zwischen 10 und 50 m darstellen. Auch von Stephens (1994) werden 50 m als Weite für die Channel-Ablagerungen angegeben. An der Basis dominiert ein matrixgestütztes Konglomerat aus Tongeröllen, zum top herrschen parallelgeschichtete Sandsteine vor. Interessanterweise ist die Permeabilität dieser Elemente an der grobkörnigen Basis am niedrigsten, North & Taylor (1996) geben Werte von 0-47 md (arithm. Mittel <<1 md) an. Am Top des fining-up Zyklus hingegen variiert die Permeabilität zwischen 10 und 686 md (arithm. Mittel 348 md). Dieser Effekt ist darauf zurückzuführen, daß die Tongerölle zum einen als Permeabilitätsbarriere wirken und zum anderen als "Keime" für eine bevorzugte Zementation der sie umgebenden feinkörnigen Matrix dienen (North & Taylor, 1996).

Siltige Fazies

Die Floodplain-Sedimente der Kayenta Formation bilden im von Herries (1993) untersuchten Aufschluß zwei über die gesamte Aufschlußlänge (ca. 1,6 km; s. Abb. 3.19) durchhaltende tabulare Elemente. Sie bestehen aus Sediment von Silt- und Tongröße; an Sedimentstrukturen kommen Rippel- Linsen- und Paralleschichtung vor.

3.6.3 Interpretation

Die Sedimente der Kayenta Formation sprechen für ein Flußsystem mit sporadischer Wasserführung (Herries, 1993; Stephens, 1994). Die weit durchhaltenden, horizontal geschichteten Körper stellen die Ablagerungen von nicht an Fließrinnen gebundenen Schichtfluten dar, bei den ebenso gut durchhaltenden Silthorizonten handelt es sich um die Stillwasserabsätze dieser Fluten. Die Navajo Formation hingegen repräsentiert die Sedimente eines komplett äolischen Transportsystems. Aus den Aufschlußstudien der Navajo/Kayenta Übergangszone ergibt sich, daß die Interaktion zwischen den fluviatilen und äolischen Systemen auf unterschiedlichen Ebenen abläuft, die sich nicht nur durch ihre Dimensionierung, sondern auch durch ihre Architektur deutlich unterscheiden.

Die kleinmaßstäbliche Interaktion, nämlich die überfluteten Interdünenbereiche, resultieren in linsenförmigen, diskontinuierlichen Körpern. Da diese die morphologischen Senken zwischen den Dünenrücken ausfüllten, sind sie parallel zu jenen ausgerichtet. Nach Herries (1993) war der Grund für die Überflutungen ein Grundwasseranstieg durch kurzfristig erhöhte Wasserführung der intermittierenden Flußsysteme. In diesem Fall fand die Wechselwirkung zwischen einem fluviatilen System auf der einen und einem aktiven Erg auf der anderen Seite statt; als Ursache kommen kurzzeitige, Schwankungen der Niederschlagsmenge im Hinterland in Betracht.

Anders sieht es bei den weiträumig auftretenden Sedimenten der sandigen und siltigen Fazies der Kayenta Formation aus. Hier fand die Wechselwirkung zwischen einem ruhendem Erg und einem sich langfristig ausdehnendem fluviatilem Transportsystem statt (Herries, 1993). Hierbei wurde der Erg weiträumig überflutet, wobei äolische Sedimente zum Teil aufgearbeitet wurden; vereinzelt blieben auch Reste dieser Sedimente zurück, deren ursprüngliche Geometrie teilweise erhalten blieb (basaler Teil des Profils in Abb. 3.19).

Die Progradation äolischer Sedimente über die fluviatilen Ablagerungen der Kayenta Formation war diskontinuierlich und griff mit fortschreitender Zeit immer weiter nach Süden vor (Abb. 3.20). Als wichtigster Steuerungsfaktor des Sedimentationsgeschehens werden allgemein kurz- und langfristige klimatische Schwankungen angenommen (Bromley, 1994; Herries, 1993).

3.6.4 Aufschlußverhältnisse

Wie für nahezu alle mesozoischen Sedimente des Colorado Plateaus, so sind auch im Fall der Glen Canyon Group die Aufschlußverhältnisse sehr gut. Der Übergang von fluviatilen Kayenta Sedimenten zu den äolischen Ablagerungen des Navajo Sandstone ist besonders in der "four corners area" (dem Punkt, an dem die Grenzen von Utah, Colorado, Arizona und New Mexico zusammentreffen) in einer Reihe von Klippen gut aufgeschlossen.

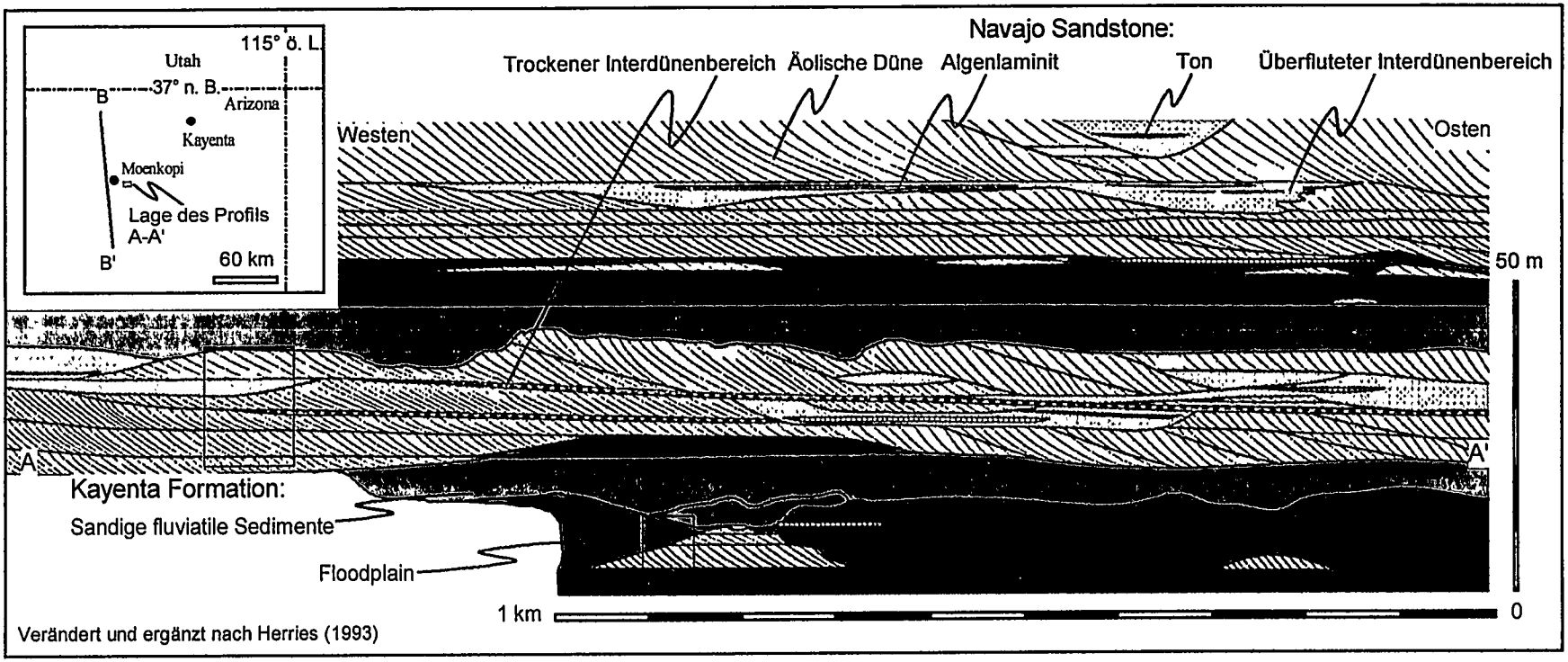
3.6.5 Eignung als Aufschlußanalog

Die Sedimente der Kayenta Formation stellen Ablagerungen eines weitflächigen fluviatilen Transportsystems in einem Areal mit nur geringer Reliefenergie dar. Die Rahmenbedingungen sind also, ebenso wie die daraus resultierenden Lithofazies', nicht mit denen des Norddeutschen Oberrotliegend zu vergleichen. Sie ähneln aber der von George & Berry (1993) beschriebenen distal-fluviatilen Faziesassoziation aus dem britischen Sektor des Südlichen Permbeckens.

Abb. 3.19: Detailliertes Profil durch einen Teil der Übergangszone zwischen Navajo- und Kayenta Formation. Nach Herries (1993); verändert und ergänzt.

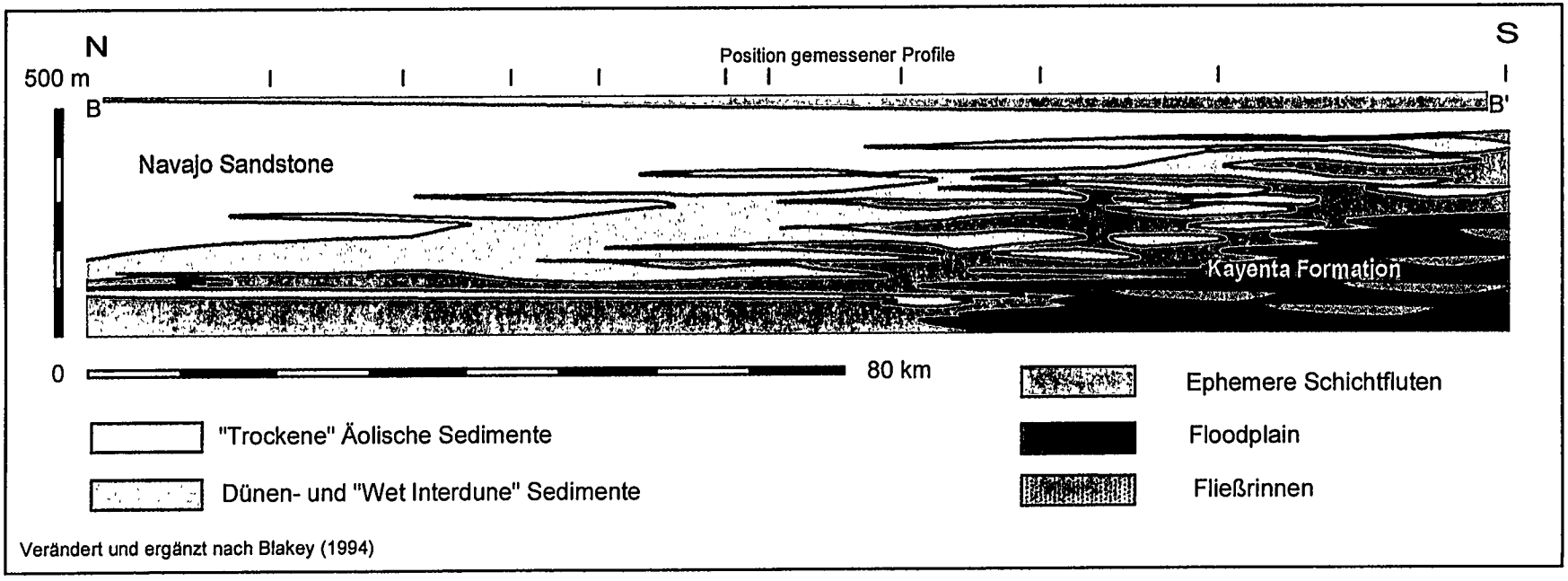
Abb. 3.20: Darstellung der regionalen Faziesarchitektur von Navajo- und Kayenta Formation. Zur Lage des Profil siehe Abb. 3.18. Nach Blakey (1994); verändert und ergänzt.

Abb. 3.19



Verändert und ergänzt nach Herries (1993)

Abb. 3.20



Verändert und ergänzt nach Blakey (1994)

3.6.6 Zitierte Literatur

Blakey, R. C. (1994): Paleogeographic and Tectonic Controls on some Lower and Middle Jurassic Erg Deposits, Colorado Plateau. In: *Mesozoic Systems of the Rocky Mountain Region, USA*, (Hrsg. von M. V. Caputo, J. A. Peterson & K. J. Franczyk): 273-298. Rocky Mountain Section SEPM, Denver, CO

Blakey, R. C. (1988): Basin tectonics and erg response. Sedimentary Geology, **56**: 127-151.

Blakey, R. C., Peterson, F. & Kocurek, G. (1988): Syntheses of late Paleozoic and Mesozoic eolian deposits of the Western Interior of the United States. Sedimentary Geology, **56**: 3-125.

Bromley, M. H. (1991): Variations in fluvial style as revealed by architectural elements, Kayenta Formation, Mesa Creek, Colorado, USA; evidence for both ephemeral and perennial fluvial processes. In: *The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments and its implications for hydrocarbon discovery and recovery;* (Hrsg. von A. D. Miall and N. Tyler); *Concepts in Sedimentology and Paleontology*, **3**: 94-102. SEPM (Society for Sedimentary Geology), Tulsa, OK, United States

Bromley, M. H. (1994): Architectural aspects of fluvial and eolian sedimentation influenced by salt tectonics, Kayenta and Navajo formations (Lower Jurassic), Colorado Plateau. Unveröff. Dissertation, University of Toronto, Toronto, ON, Canada, 283 S.

George, G. T. & Berry, J. K. (1993): A new lithostratigraphy and depositional model for the upper Rotliegend of the UK sector of the southern North Sea. In:Characterization of fluvial and aeolian reservoirs. Geological Society Special Publications, **73**: 291-319.

Herries, R. D. (1993): Contrasting styles of fluvial-aeolian interaction at a downwind erg margin; Jurassic Kayenta-Navajo transition, northeastern Arizona, USA. In: Characterization of fluvial and aeolian reservoirs. In*: Characterisation of Fluvial and Aeolian Reservoirs* (Hrsg. von C. P. North & D. J. Prosser), Geological Society Special Publication, **73**: 199-218.

Lawton, T. F. (1994): Tectonic Setting of Mesozoic Sedimentary Basins, Rocky Mountain Region, United States. In: *Mesozoic Systems of the Rocky Mountain Region, USA*, (Hrsg. von M. V. Caputo, J. A. Peterson and K. J. Franczyk); : 1-25. Rocky Mountain Section SEPM, Denver, CO

Miall, A. D. (1988): Architectural elements and bounding surfaces in fluvial deposits; anatomy of the Kayenta Formation (Lower Jurassic), Southwest Colorado. Sedimentary Geology, **55**: 233-262.

Middleton, L. T. & Blakey, R. C. (1983): Processes and controls on the intertonguing of the Kayenta and Navajo formations, northern Arizona: Eolian-fluvial interactions. Developments in Sedimentology, **38**: 613-634; Elsevier Sci. Publ. Co., Amsterdam, Netherlands.

North, C. P. & Taylor, K. S. (1996): Ephemeral-fluvial deposits; integrated outcrop and simulation studies reveal complexity. AAPG Bulletin, **80**: 811-830.

Peterson, F. (1988): Pennsylvanian to Jurassic eolian transportation systems in the Western United States. Sedimentary Geology, **56**: 207-260.

Stephens, M. (1994): Architectural element analysis within the Kayenta Formation (Lower Jurassic) using ground-probing radar and sedimentological profiling, southwestern Colorado. Sedimentary Geology, **90**: 179-211.

3.7 Entrada Sandstone, Jura, Utah; USA

Alter: Jura (Callovian)
Beckentyp: Retroarc Foreland Basin; paläogeographische Position ca. 20-25° N (Peterson, 1988)
Mächtigkeit der Abfolge: ca. 400 m
Kontinentaler und küstennaher Erg
Liefergebiet: Distal
Art der Sandkonzentration: Typ 2 (littoral)
Art der Sandfalle: klimatisch (?) und topographisch (Mogollon Highlands im S)
Aufschlußsituation: Sehr Gut
Dokumentation: Gut
Heterogenitätselemente: Erg-Element bestehend aus: Interdune/Sabkha und äolischen Dünen.
Eignung als Aufschlußanalog: Für Teilbereiche geeignet

3.7.1 Einleitung

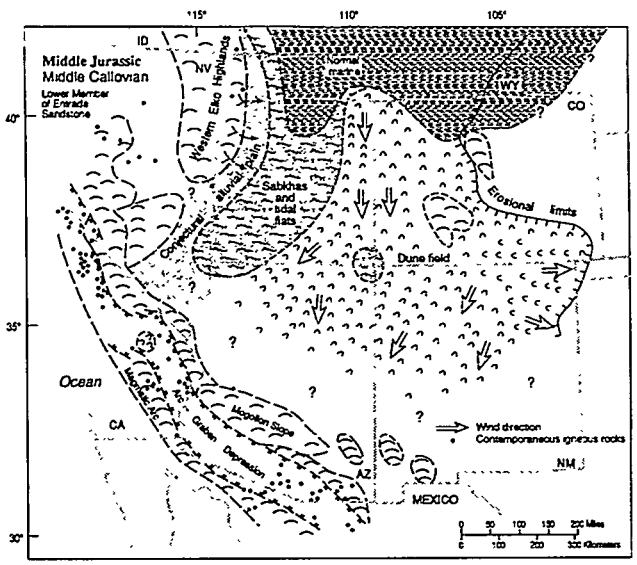


Abb. 3.21: Paläogeographie des Colorado Plateau im Mittleren Jura. Aus Peterson (1994).

Der Entrada Sandstone ist eine komplexe und weit verbreitete stratigraphische Einheit überwiegend äolischen Ursprungs; ihr Verbreitungsgebiet deckt Teile der Bundesstaaten Wyoming, Utah, Arizona und Colorado ab (Abb. 3.21). Abgelagert wurden die bis über 400 m mächtigen (Hintze, 1988) Sedimente am östlichen Rand eines retroarc foreland basins.

Dieses bildete sich nach der Ausbildung einer nach Osten einfallenden Subduktionszone am Westrand des Nordamerikanischen Kratons. Die Ablagerungen des mindestens 260.000 km² große Entrada-Ergs (Peterson, 1994) grenzen im Norden an marine Sedimente der Sundance Formation und im Westen an Ablagerungen einer Küstensabkha (Abb. 3.21). Der Uncompahgre Uplift war als topographisches Element im Jura nahezu verschwunden. Das Liefergebiet für die Sande ist in den Strandsedimenten der Sundance Formation zu suchen, was bedeutet, daß Sand teilweise über große Distanzen (einige hundert km) ins Landesinnere transportiert wurde.

3.7.2 Heterogenitätselemente

Der Ablagerungsraum der Entrada Formation wird geprägt durch sein geringes Relief, seine Anbindung an einen marinen Ablagerungsraum im Norden und, daraus resultierend, einen größtenteils hohen Grundwasserspiegel. Das Areal, in dem die hier zusammengefaßten Studien durchgeführt wurden, liegt ca. 50 km südlich der vermuteten Küstenlinie. Im Aufschluß wechseln sich Sedimente eines "trockenen" äolischen Ablagerungsraumes (Dünen) mit solchen eines "nassen" äolischen Deposystems (Interdune oder Sabkha) ab.

3.7.2.1 Erg-Element

Das Dünen-Element wird aus Draas gebildet, die sich aus gebogenen Dünenformen, z. B. Barchanen, zusammensetzen (Abb. 3.23c; die Abbildung zeigt aber nur *eine* Möglichkeit, die im Aufschluß beobachtbare Architektur zu erklären). Intern zeigen die Dünensedimente einen charakteristischen Aufbau, der aus schaufelförmig gebogenen Flächen 3. Ordnung besteht, die erst von Windrippel-, dann von Grainflow Schichten überlagert wird (Abb. 3.23b).

Interdune

Die Interdune Sedimente des Entrada Sandstone nehmen eine Mittelstellung zwischen "normalen" Interdünen-Sedimenten und Ablagerungen einer küstennahen Sabkha ein. Sie bilden weit durchhaltende (bis über 3 km parallel zur Paläowindrichtung; 0,5-1 km senkrecht dazu), dünne (5-50 m) Elemente, die in Anschnitten senkrecht zur Paläowindrichtung linsenförmig, parallel dazu tabular sind (Abb. 3.22). Intern bestehen sie im wesentlichen aus "horizontalen" Sedimentstrukturen, wie unregelmäßig-welliger Schichtung, Windrippel-Laminae und subaquatischen Rippeln (Kokurek, 1980).

Darüber hinaus sind deformierte und zerbrochene Laminae häufig (Crabaugh & Kocurek, 1993), die als Resultat des Wachstums von Salzkrusten interpretiert werden (Kocurek, 1980). In Anschnitten senkrecht zur Windrichtung stellen sich die Interdune-Ablagerungen als flache Linsen dar, bei denen es sich nach Kocurek (1980) um die Füllung von Becken handelt, die von Dünen umschlossen waren. Vom Rand zum Zentrum dieser Becken zeigt sich ein Übergang von "trockenen" zu "nassen" Sedimentationsbedingungen. Am Interdune-Rand sind Windrippel-Schichten häufig; im Zentrum dominieren wellige Schichtung, "zerbrochene" Laminae und subaquatische Rippel (Abb 3.22a; z. B. unterer Interdune-Horizont).

3.7.3 Interpretation

Die Sedimente des Entrada Sandstone sind Sedimente eines feuchten äolischen Deposystems, in welchem Sand von der Küste im Norden durch (Passat)winde nach Süden transportiert wird. Die Häufigkeit von Sedimenten eines nassen äolischen Umfelds (Sabkha/Wet Interdune) erklärt sich aus dem niedrigen Relief und dem nur sehr wenig geneigten "paleoslope" des Entrada-Ergs. Unter solchen Umständen können schon geringe Meeresspiegelschwankungen zu einer Überflutung der niedrig gelegenen Interdune-Areale führen; entweder direkt, oder indirekt durch ansteigenden Grundwasserspiegel. In den dadurch entstehenden Seen und Tümpeln wurden verschiedene subaquatische Sedimente abgelagert. Durch wiederholtes, teilweises Trockenfallen dieser kleinen Playaseen wurden Evaporite ausgefällt, welche die Strukturen des bereits abgelagerten Sediments modifizierten (wellige Schichtung, zerbrochene und aufgebogene Laminae). Nach diesen "nassen" Phasen konnten wieder ausgedehnte Dünenfelder von N über die Sabkha/Interdune/Playa Sedimente progradieren.

Die Auswirkungen des Grundwasserspiegels auf die Faziesarchitektur sind aber nicht nur auf Überflutungen beschränkt; auch die dem System zur Verfügung stehende Menge an Sand ist von der Höhe des Grundwassers abhängig. Bei niedrigem Grundwasserspiegel kann viel trokkener Sand mobilisiert werden, sind größere Flächen feucht, ist Sand nicht mobilisierbar und die Akkumulation von Dünen unterbunden. Somit kontrollieren die Höhe des Grundwasserspiegels - und letztlich (eustatische) Schwankungen des Meeresspiegels - auch die zyklische Faziesarchitekur des Entrada Sandstone (Crabaugh & Kocurek, 1993).

3.7.4 Aufschlußverhältnisse

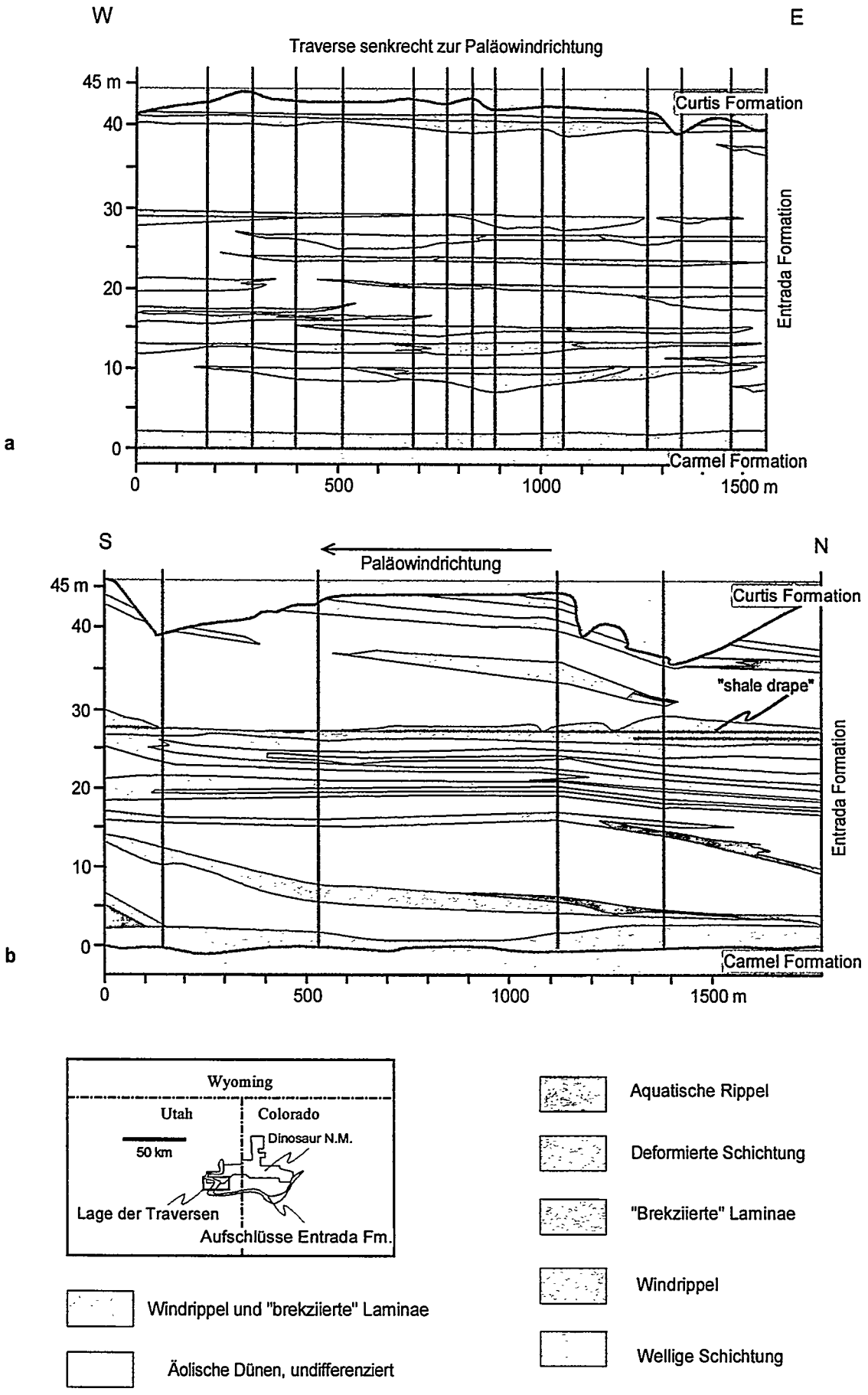
Für die Aufschlußverhältnisse gilt sinngemäß das in Kap. 3.6.4 ausgeführte.

3.7.5 Eignung als Aufschlußanalog

Aufgrund seiner deutlichen Steuerung durch den Grundwasserspiegel, dem niedrigen Relief des Hinterlandes und dem weit entfernten Liefergebiet stellt der Entrada Sandstone kein geeignetes Aufschlußanalog für die Beckenrandfazies des Norddeutschen Oberrotliegend dar. Die aufgezeigten Dimensionierungen und Prozesse können aber bei der Interpretation der "seewärts" gelegenen Äolianite des Norddeutschen Rotliegend hilfreich sein.

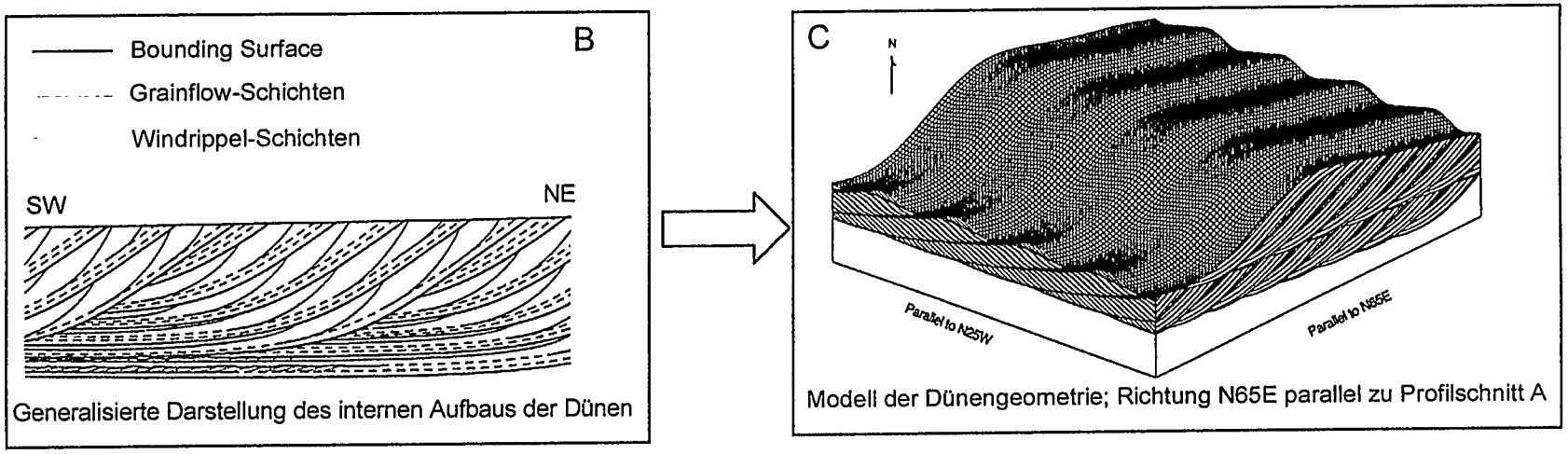
Abb. 3.22: Faziesarchitektur der Entrada Formation. A) Schnitt senkrecht zur Paläowindrichtung; auffällig hier ist die linsenförmige Geometrie der Interdune-Ablagerungen. B) Schnitt parallel zu Paläowindrichtung; in dieser Darstellung ist das "klettern" der Interdünensedimente in Transportrichtung deutlich zu erkennen. Verändert und ergänzt nach Kocurek, 1980.

Abb. 3.23: Detaillierte Darstellung der Faziesarchitektur und Sedimentologie der Entrada Formation. Weitere Erläuterungen im Text. Das Profil befindet sich unmittelbar an der östlichen Grenze des Dinosaur National Monument (siehe Abb. 3.21). Nach Crabaugh & Kocurek (1993).



Verändert nach Kocurek, 1980

Abb. 3.22



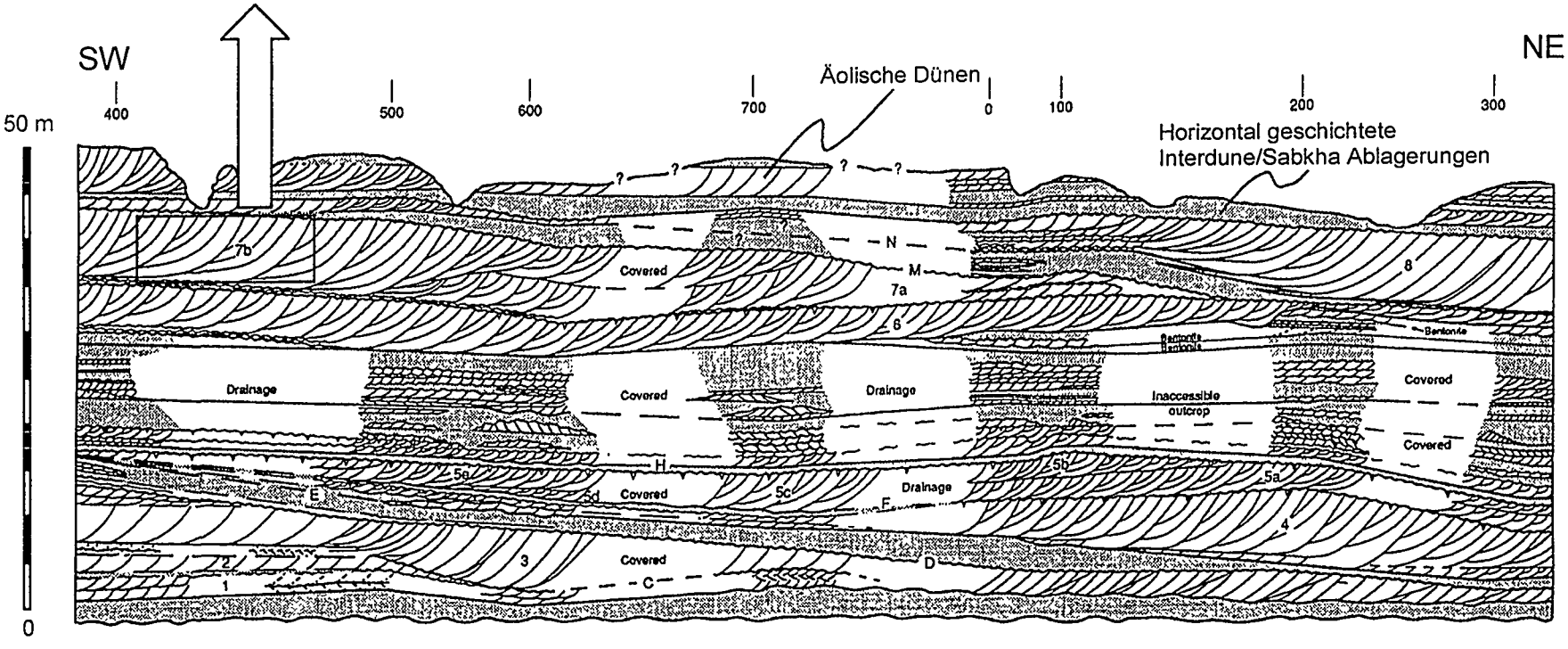


Abb. 3.23

Nach Crabaugh & Kocurek, 1993; verändert

3.7.6 Zitierte Literatur

Blakey, R. C. (1994): Paleogeographic and Tectonic Controls on some Lower and Middle Jurassic Erg Deposits, Colorado Plateau. In: *Mesozoic Systems of the Rocky Mountain Region, USA*, (Hrsg. von M. V. Caputo, J. A. Peterson and K. J. Franczyk): 273-298. Rocky Mountain Section, SEPM, Denver, CO

Blakey, R. C. (1988): Basin tectonics and erg response. Sedimentary Geology, **56**: 127-151.

Blakey, R. C., Peterson, F. & Kocurek, G. (1988): Syntheses of late Paleozoic and Mesozoic eolian deposits of the Western Interior of the United States. Sedimentary Geology, **56**: 3-125.

Crabaugh, M. & Kocurek, G. (1993): Entrada Sandstone; an example of a wet aeolian system. In: *The dynamics and environmental context of aeolian sedimentary systems*, (Hrsg. von K. Pye); Geological Society Special Publication, **72**: 103-126.

Hintze, L. F. (1988): Geologic History of Utah. Brigham Young University, Provo, UT, 202 S.

Kocurek, G. A. (1980): Significance of bounding surfaces, interdune deposits, and dune stratification types in ancient erg reconstruction. Unveröff. Dissertation, University of Wisconsin-Madison, Madison, WI, United States, 373 S.

Marzolf, J. E. (1988): Controls on late Paleozoic and early Mesozoic eolian deposition of the Western United States. Sedimentary Geology, **56**: 167-191.

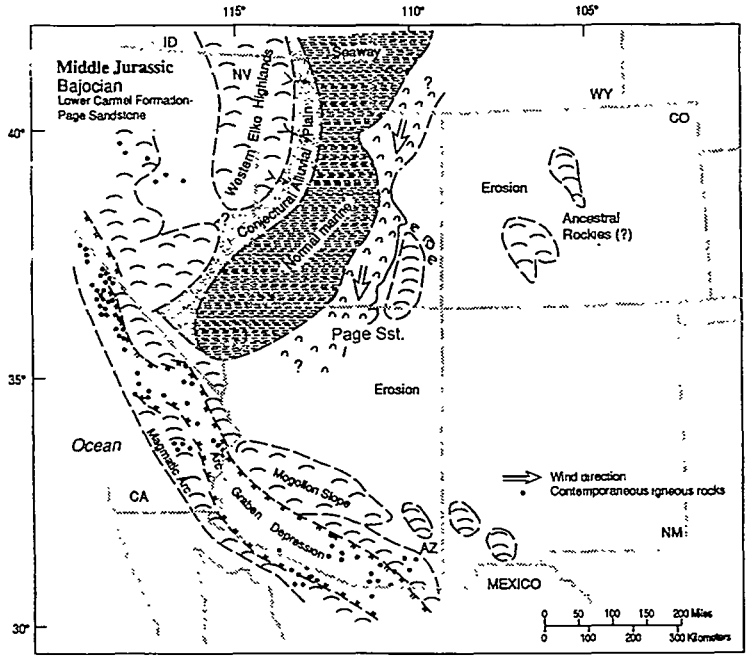
Peterson, F. (1994): Sand Dunes, Sabkhas, Streams, and Shallow Seas: Jurassic Paleogeography in the Southern Part of the Western Interior Basin. In: *Mesozoic Systems of the Rocky Mountain Region, USA*, (Hrsg. von M. V. Caputo, J. A. Peterson and K. J. Franczyk): 233-272. Rocky Mountain Section, SEPM, Denver, CO

Peterson, F. (1988): Pennsylvanian to Jurassic eolian transportation systems in the Western United States. Sedimentary Geology, **56**: 207-260.

3.8 Page Sandstone (Jura); Arizona, (USA)

Alter: Mittlerer Jura (Bajoc)
Beckentyp: Retroarc Foreland Basin
Mächtigkeit der Abfolge: ca. 60 m
Küstennaher Erg; Größe ca. 50.000 km²
Liefergebiet: Proximal
Art der Sandkonzentration: Typ 1 und 2
Art der Sandfalle: Klimatisch (?)
Aufschlußsituation: Sehr Gut
Dokumentation: Sehr Gut
Heterogenitätselemente: Extra-Erg: Sabkha und flachmarine Sedimente; Erg: Dünen-und wet interdune Ablagerungen
Eignung als Aufschlußanalog: Nur bedingt geeignet

3.8.1 Einführung



Der Page Sandstone ist eine geringmächtige (ca. 120 m) komplex zusammengesetzte stratigraphische Einheit äolischen, fluviatilen und marinen Ursprungs, die von Nord-Arizona bis Nord-Utah aufgeschlossen ist. Der Page Sandstone besteht aus küstennahen äolischen Sedimenten im Westen und kontinentalen Äoliniten im Osten (Abb. 3.24).

Abb. 3.24: Paläogeographie des Colorado Plateau im Bajoc. Aus Blakey (1994), ergänzt.

Nach W und NW geht der Page Sandstone in die überwiegend flachmarinen Sedimente der Carmel Formation über, die ihn stellenweise auch über- und unterlagert. Der Bereich, in dem sich Carmel Formation und Page Sandstone verzahnen, erstreckt sich in E-W Richtung über ca. 75 km (Blakey et al., 1996).

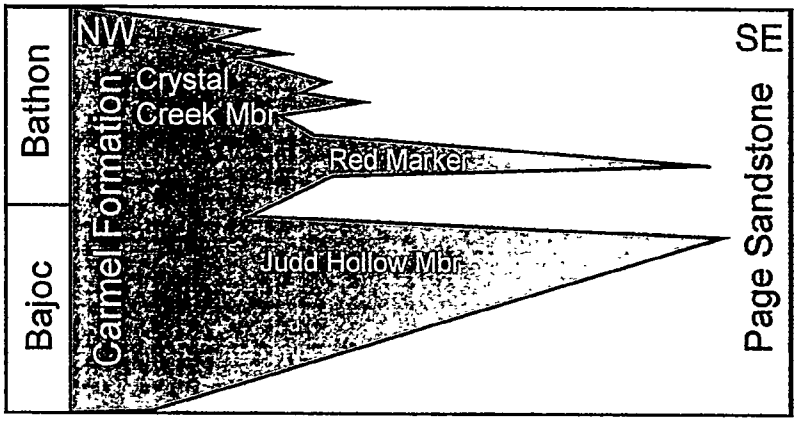


Abb. 3.25: Stratigraphie von Page Sandstone und Carmel Formation. Nach Jones & Blakey (1997).

Die feinklastischen Sedimente Carmel Formation sind überwiegend die Ablagerungen eines schmalen Meeresarms, der vom Pazifik durch den seit der Trias vorhandenen Inselbogen ("Elko-Highlands" in Abb. 3.24) getrennt war. Zwei Member der Carmel Formation erstrecken sich weit genug nach Westen, um die Äolianite des Page Sandtone in mehrere Abschnitte zu untergliedern. Am weitesten dringt die Judd Hollow Tongue der Carmel Formation in die äolischen Sedimente des Page Sandstone. Durch sie werden letztere in zwei Teile unterteilt; das Harris Wash Member im Liegenden und das Thousand Pockets Member im Hangenden der Judd Hollow Tongue. Das "Red Marker Bed" der Carmel Formation teilt wiederum das Thousand Pokkets Member des Page Sandstone in einen oberen und unteren Teil (Abb. 3.25 und 3.26).

Der Page-Erg entwickelte sich westlich der Carmel-Sea und erstreckte sich über ein Areal von ca. 50.000 km² (Blakey et al., 1983); sein Liefergebiet bestand überwiegend aus den Strandsedimenten der Carmel Formation, die durch anlandige NNE Winde ins Binnenland transportiert wurden. Im Oberen Mittleren Jura konnten von Süden kommende Flußsysteme (Crystal Creek Member) nach Norden vordringen, die sich auch mit den Sedimenten des Page Sandstone verzahnen.

3.8.2 Heterogenitätselemente

3.8.2.1 Super Surfaces

Einige der Grenzflächen innerhalb des Page Sandstone besitzen Eigenschaften, die sie von normalen bounding surfaces, die durch Migration äolisch abgelagerter Körper verschiedener Grössenordnung entstehen, unterscheidet. Zu diesen Kriterien zählt neben der regionalen Ausdehnung, daß diese Flächen oft von feinklastischen Sedimenten überlagert werden oder zumindest ein deutliches Relief oder tiefgreifende Trockenrisse aufweisen.

3.8.2.2 Extra-Erg

Die bestimmenden Extra-Erg Elemente sind die "Tongues" der Carmel Formation, die sich nach Osten in die äolischen Sedimente erstrecken. Durch sie wird der Page Sandstone auf eine weite Strecke in tabular-planare Einheiten unterteilt. Die unterste der "Tongues", die Judd Hollow Tongue, greift am weitesten nach Osten vor (Abb. 3.26) und besteht aus flachmarinen Sedimenten und Sabkha-Ablagerungen (Blakey et al., 1996). Dazu zählen neben welligunregelmäßig laminierten Siltsteinen auch Karbonate (hpts. Algenlaminite) und Evaporite. Der tabular-planare Charakter der Sabkha Sedimente wird aus Abb. 3.29 bis 3.31 und 3.34 ersichtlich. Die Sabkha-Ablagerungen finden sich im Hangenden vieler super surfaces und zeigen deren Bedeutung für eine "prädiktive" genetische Stratigraphie.

3.8.2.3 Erg

Wet Interdune

Wet Interdune Sedimente nehmen im Vergleich zu Sabkha-Ablagerungen nur eine untergeordnete Stellung ein. Sie finden sich im Hangenden der J-2 Diskordanz, die den Page Sandstone vom liegenden Navajo-Sandstone trennt (s. Abb. 3.26); hier sind sie auf flache morphologische Depressionen beschränkt.

Dünensedimente

Ablagerungen äolischer Dünen stellen das bei weitem größte Volumen der "Page-Sedimente" dar. Sie stellen sich als durch bounding surfaces verschiedener Ordnung voneinander abgegrenzte planar-tabulare Körper dar, deren Mächtigkeit 5-15 m beträgt (Blakey et al., 1994; Bowling, 1995 und Knight, 1986; s. Abb. 3.33 und 3.34).

Aufgrund der guten Aufschlußverhältnisse des Page Sandstone ist eine dreidimensionale Aufnahme der Geometrie von Schrägschichtungssets und bounding surfaces der Dünensedimente möglich; Beispiele dafür sind in Abb. 3.33 und 3.34 dargestellt. An Dünentypen kommen nach Goggin (1988) und Knight (1986) überwiegend Formen in Frage, die einen Übergang von Transversaldünen zu "oblique dunes" mit leicht gebogenen Kämmen zeigen; zusammengesetzte Draas kommen im unteren Teil der Abfolge vor (Havholm, 1991). Im mittleren Teil des Page Sandstone (unterhalb super surface "s-ue") waren die Dünen deutlich kleiner als im basalen Teil; hier dominieren kleinere oblique dunes oder Transversaldünen (Havholm, 1991). Der obere Teil des Page Sandstone (oberhalb "s-ue") wird von vergleichbaren Dünenformen und Draas aufgebaut, die Korngröße ist deutlich feiner als in den unterlagernden Einheiten (Havholm et al., 1993). Intern bestehen die Dünensedimente zum größten Teil aus Grainflow-Schichten mit einer individuellen Mächtigkeit von 3-6 cm (Goggin, 1988), die zum Dünenfuß hin in Windrippel-Sedimente übergehen (s. Abb. 3.29 und 3.32). Detaillierte Untersuchungen zur Permeabilitätsverteilung innerhalb der äolischen Sedimente des Page Sandstone wurden vor allem von Chandler (1986) und Goggin (1988) durchgeführt. Die Ergebnisse dieser Studien wurden bereits ausführlich in Kap. 1.5 dargestellt.

3.8.3 Interpretation

Die super surfaces repräsentieren Phasen eines neutralen oder negativen Sandbudgets innerhalb des äolischen Deposystems; sie schließen also jeweils "Pakete" äolischer Sedimente ein, die durch einen Hiatus voneinander getrennt sind. Die regionale Korrelierbarkeit der super surfaces und ihre räumliche Nähe zu zeitgleichen marinen Ablagerungen stellen gute Voraussetzungen dar, um das klassische (marine) Konzept der Sequenz Stratigraphie auf kontinentale Sedimente anzuwenden. Dabei liegt die Bedeutung der super surfaces nicht nur in ihrem Wert als Zeitlinie, sie gliedern den Page Sandstone auch in verschiedene genetische Einheiten, die jeweils andere Charakteristika in Hinblick auf Dünentypen und Art der Extra-Erg Ablagerungen zeigen (Havholm et al., 1993).

Abbildung 3.27 zeigt, wie sich ein stratigraphisches Gerüst eines überwiegend äolischen Ablagerungsraumes mit Hilfe von super surfaces aufbauen läßt. Auch wird der Zusammenhang bzw. die Korrelierbarkeit dieser Flächen mit den klassischen marinen maximum flooding surfaces (mfs) sichtbar. Daraus wird deutlich, daß die Entwicklung des Page-Erg im Zusammenhang mit (eustatischen) Meeresspiegelschwankungen gesehen werden kann.

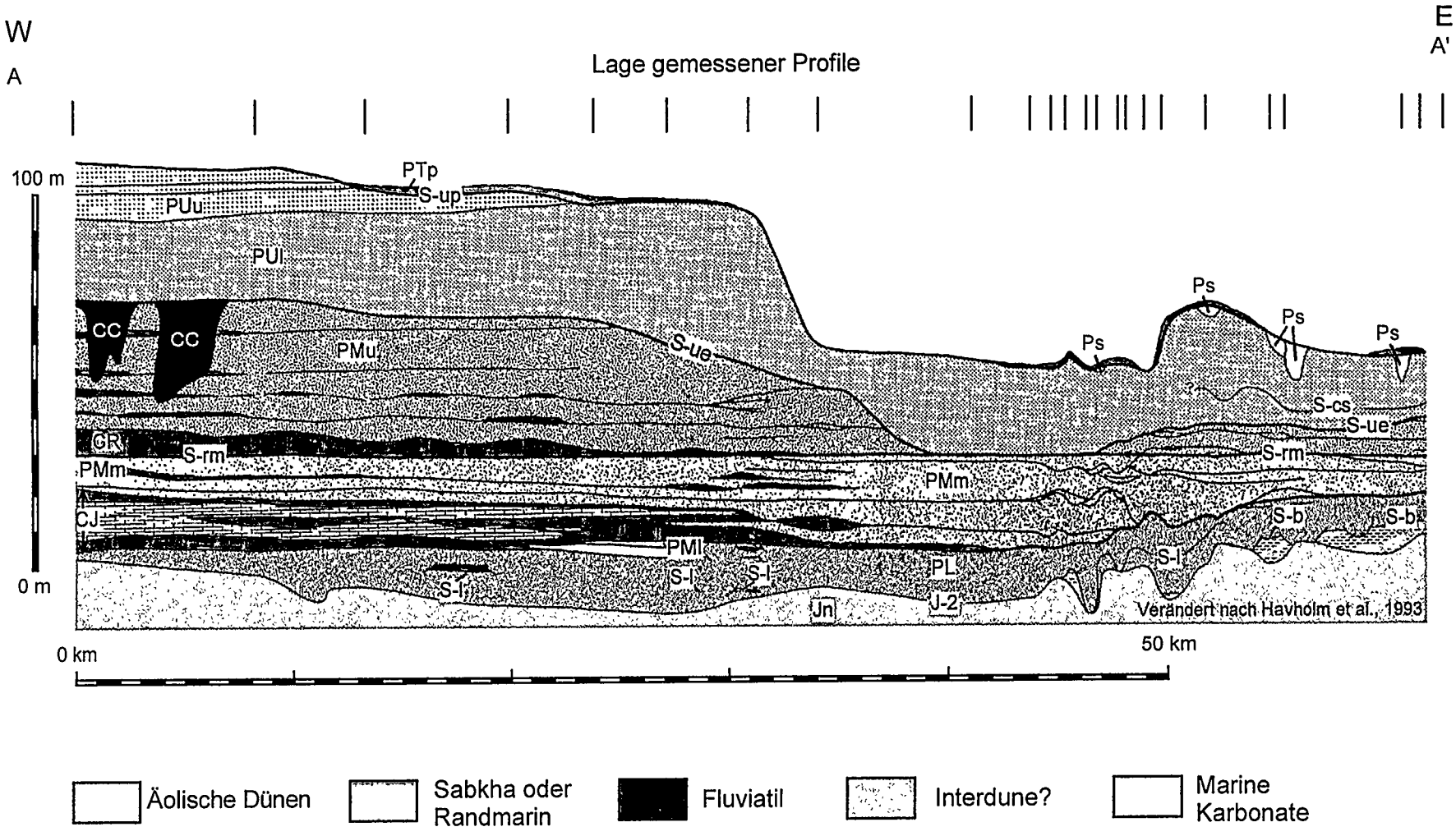
3.8.4 Aufschlußverhältnisse

Die Aufschlußverhältnisse des Page Sandstone sind sehr gut. Einer der wichtigsten Gründe, warum gerade der Page Sandstone so detailliert untersucht wurde, liegt in der Art dieser Aufschlüsse. Der Page Sandstone formt nicht wie die überwiegende Mehrzahl der paläozoischen und mesozoischen Äolianite des Colorado Plateaus steile Klippen, sondern eher mäßig steile, oft "dreidimensional" herausgewitterte und gut zugängliche Aufschlüsse. Ein weiterer Anreiz für viele der Studien liegt in der geringen Mächtigkeit des Intervalls, das dadurch einfach zu überschauen ist.

3.8.5 Eignung als Aufschlußanalog

Der Page Sandstone ist wegen deutlicher Unterschiede in der lithofaziellen Ausbildung und den paläogeographischen Rahmenbedingungen als Analog zur Sedimentation am Rand des Norddeutschen Beckens nicht geeignet. Auch als Analog zu den Sedimenten am Südrand des Zentralen Endsees kommt er nur bedingt in Frage, da im Fall des Page Sandstone die Interaktion eines äolischen Ablagerungsraumes mit einem perennierenden Wasserkörper vorliegt.

Der Wert des Page Sandstone und der Grund, warum er hier ausführlich behandelt wird, liegt in der Vielzahl der Untersuchungen, die aufgrund der idealen Aufschlußverhältnisse bereits durchgeführt worden sind. Dazu zählen neben detaillierten Geländearbeiten (z. B. Bowling, 1995; Knight, 1986) auch jene Studien, die sich mit der Auswirkung unterschiedlicher Sedimentationseinheiten auf die KW-Migration befassen (Chandler, 1986; Goggin, 1988). Der wichtigste Aspekt aber ist, daß das Beispiel des Page Sandstone exemplarisch zeigt, wie auch äolische Sedimente in genetische Einheiten untergliedert werden können. Das Konzept genetischer Einheiten ist die Basis der Integration äolischer Sedimente in "konventionelle" sequenzstratigraphische Modelle und Konzepte.



Genetische Einheiten, Page Sandstone

PTp Transitional Unit	PMu Middle Unit, upper part
PS "Scours"	PMm Middle Unit, middle part
PUu Upper Unit, upper part	PMl Middle Unit, lower part
PUl Upper Unit, lower part	PL Lower Unit

Super Surfaces, Page Sandstone

S-up Top Upper Unit
S-ue Basis Upper Unit
S-rm Top middle Middle Unit
S-l Innerhalb Lower Unit
S-b Top Basal Unit

Andere

CC Channels in Carmel Formation
CR Red Marker, Carmel Formation
CJ Judd Hollow Member, Carmel Formation
Jn Navajo Sandstone

Abb. 3.26

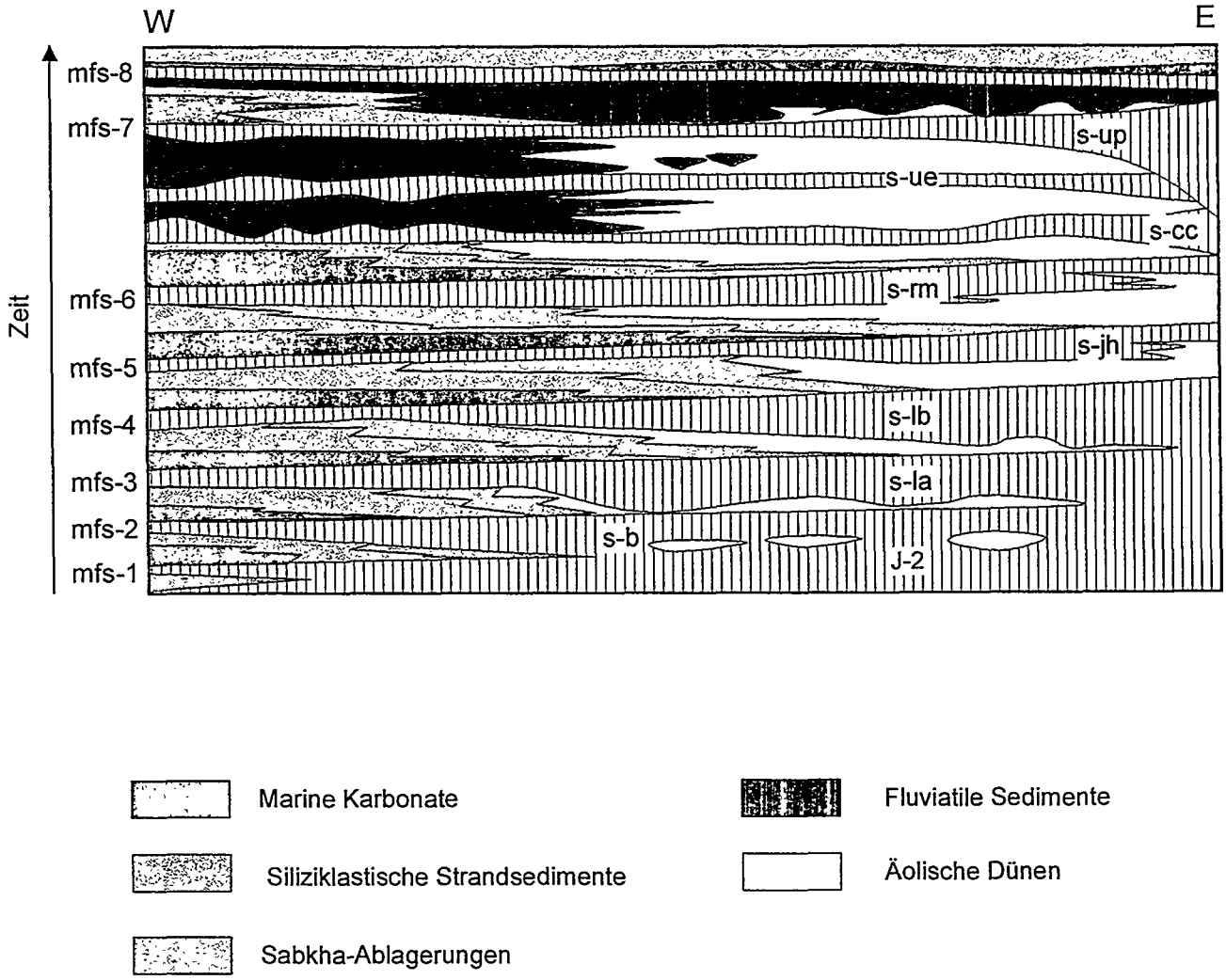


Abb. 3.27: "Genetische Stratigraphie" des Page Sandstone (mfs= Maximum flooding surfaces; s-b bis s-up = super surfaces innerhalb äolischer Sedimente, Erläuterung der Abkürzungen siehe Abb. 3.26; J-2 = Diskordanz zwischen Page und Navajo Sandstone.
Verändert nach Blakey et al. (1994).

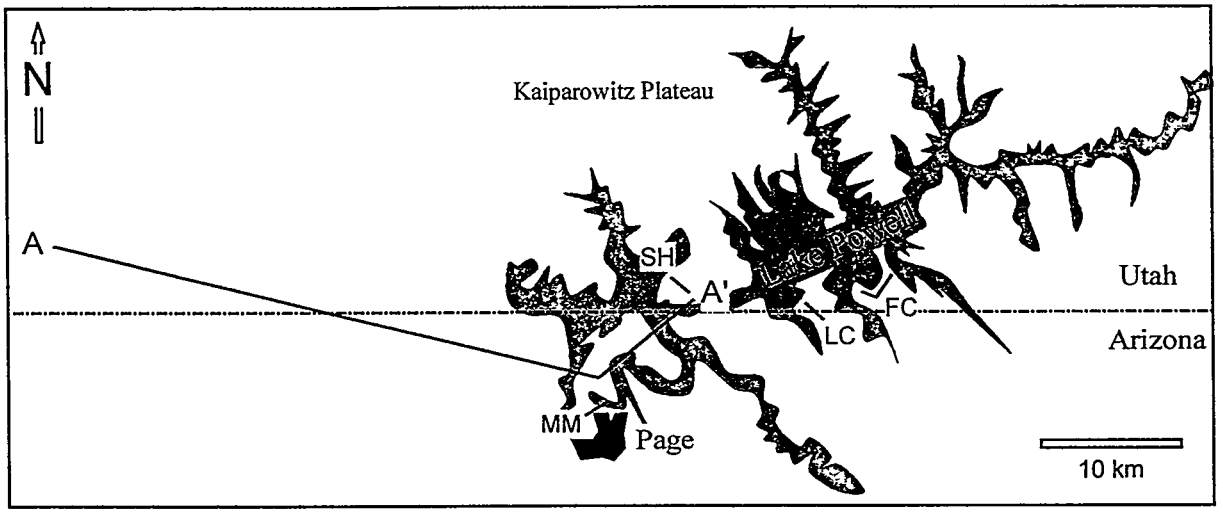


Abb. 3.28: Lage der detaillierten Aufnahmen und des Profils A-A' in Abb.3.25. Abkürzungen: MM Manson Mesa, SH Sandhills, LC Labyrinth Canyon und FC Face Canyon

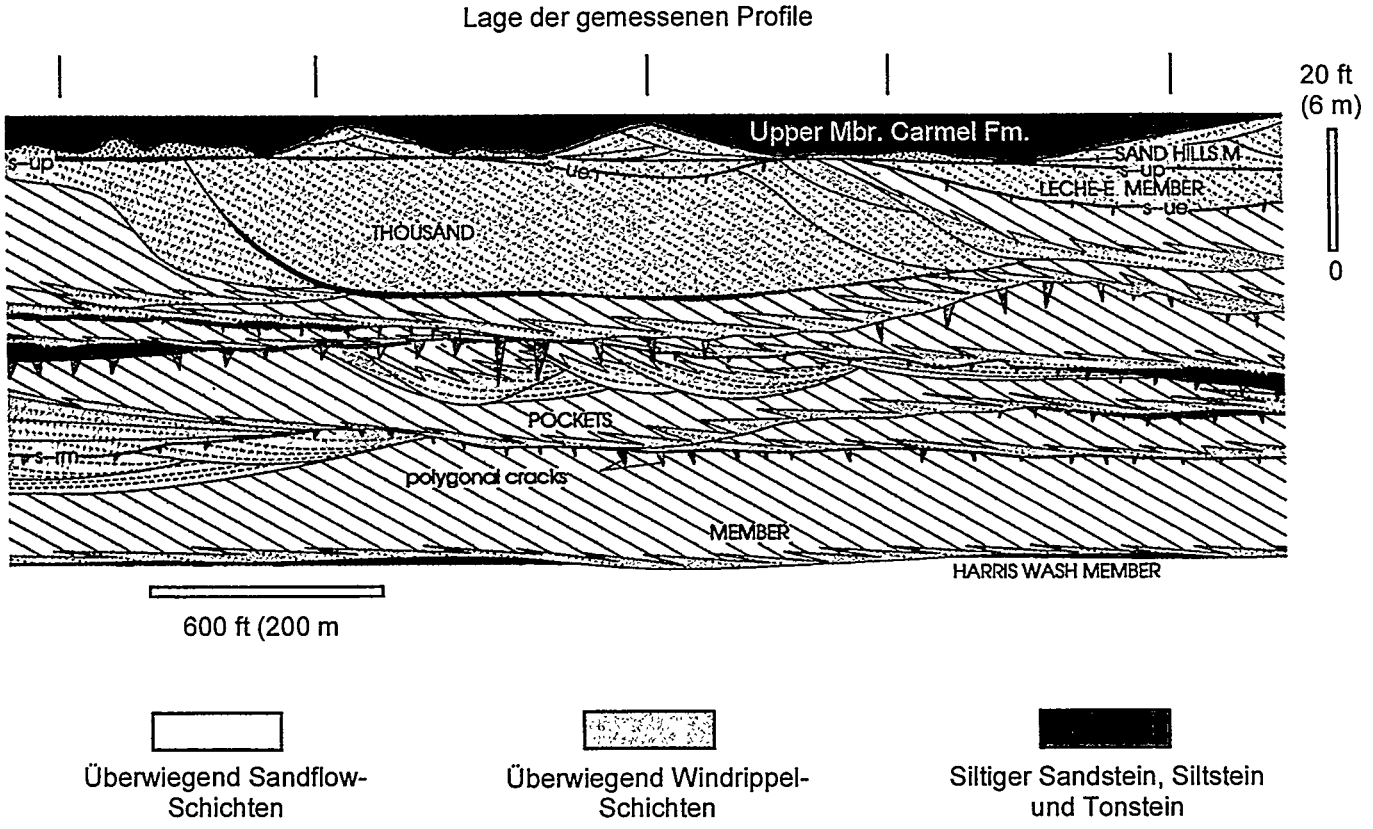


Abb. 3.29: Detaillierte Faziesarchitektur des Page Sandstone im Labyrinth Canyon (LC). Ergänzt nach Blakey et al.(1996)

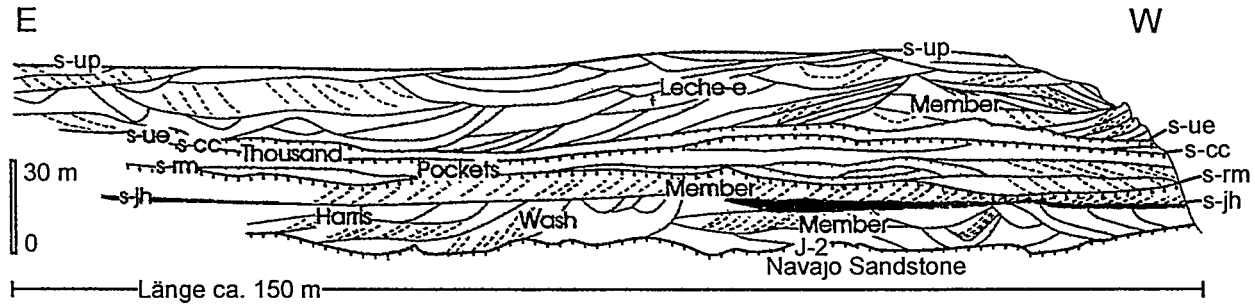


Abb. 3.30: Detailliertes Profil des Page Sandstone; Lokation Manson Mesa. Nach Blakey et al., 1996.

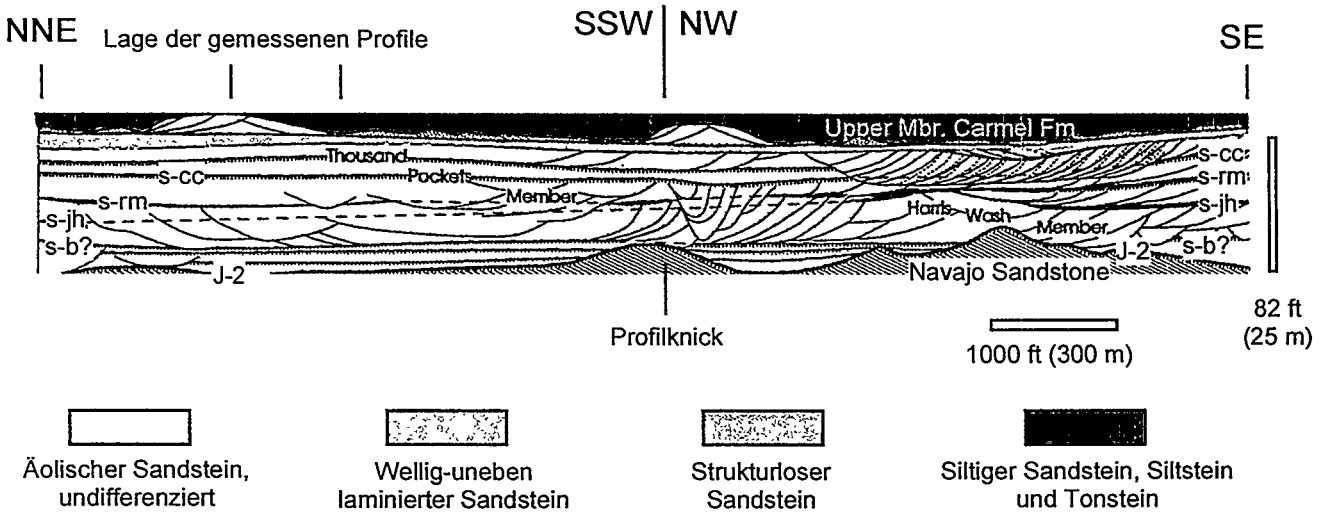


Abb. 3.31: Detailliertes Profil des Page Sandstone; Lokation Face Canyon. Nach Blakey et al., 1996.

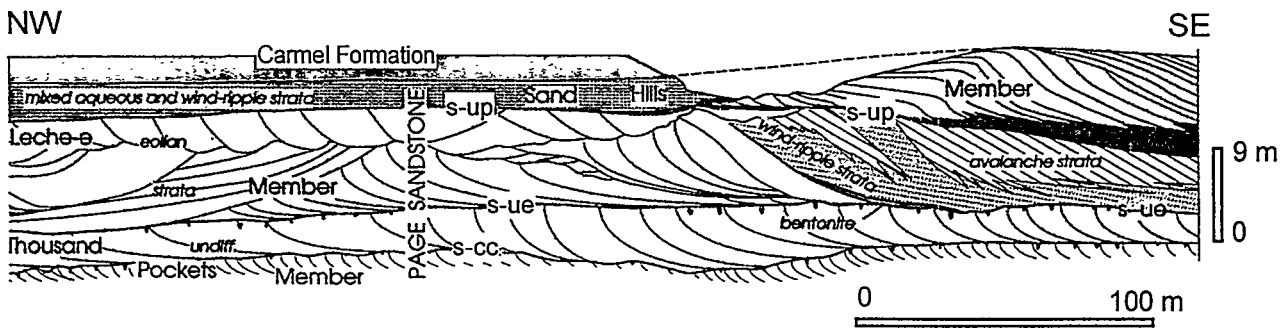
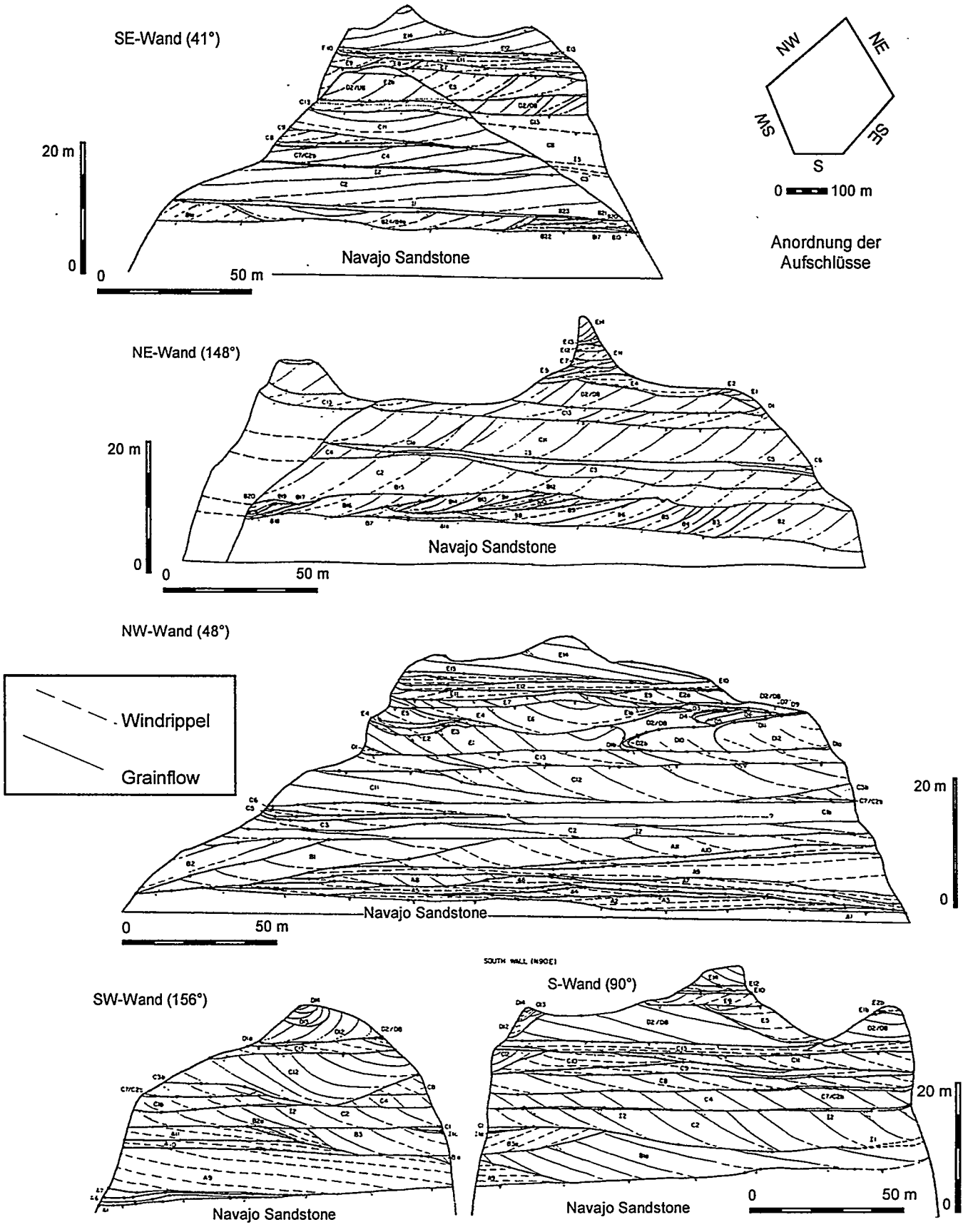


Abb. 3.32: Detailliertes Profil des Page Sandstone; Lokation Sand Hills. Farberklärung in Zeichnung. Nach Blakey et al., 1996.



Nach Knight (1986), ergänzt

Abb. 3.33: Detaillierte Aufnahme eines Aufschlusses des Page Sandstone zur Verdeutlichung der räumlichen Anordnung von Schichtungstypen und bounding surfaces. Nach Knight (1986); ergänzt.

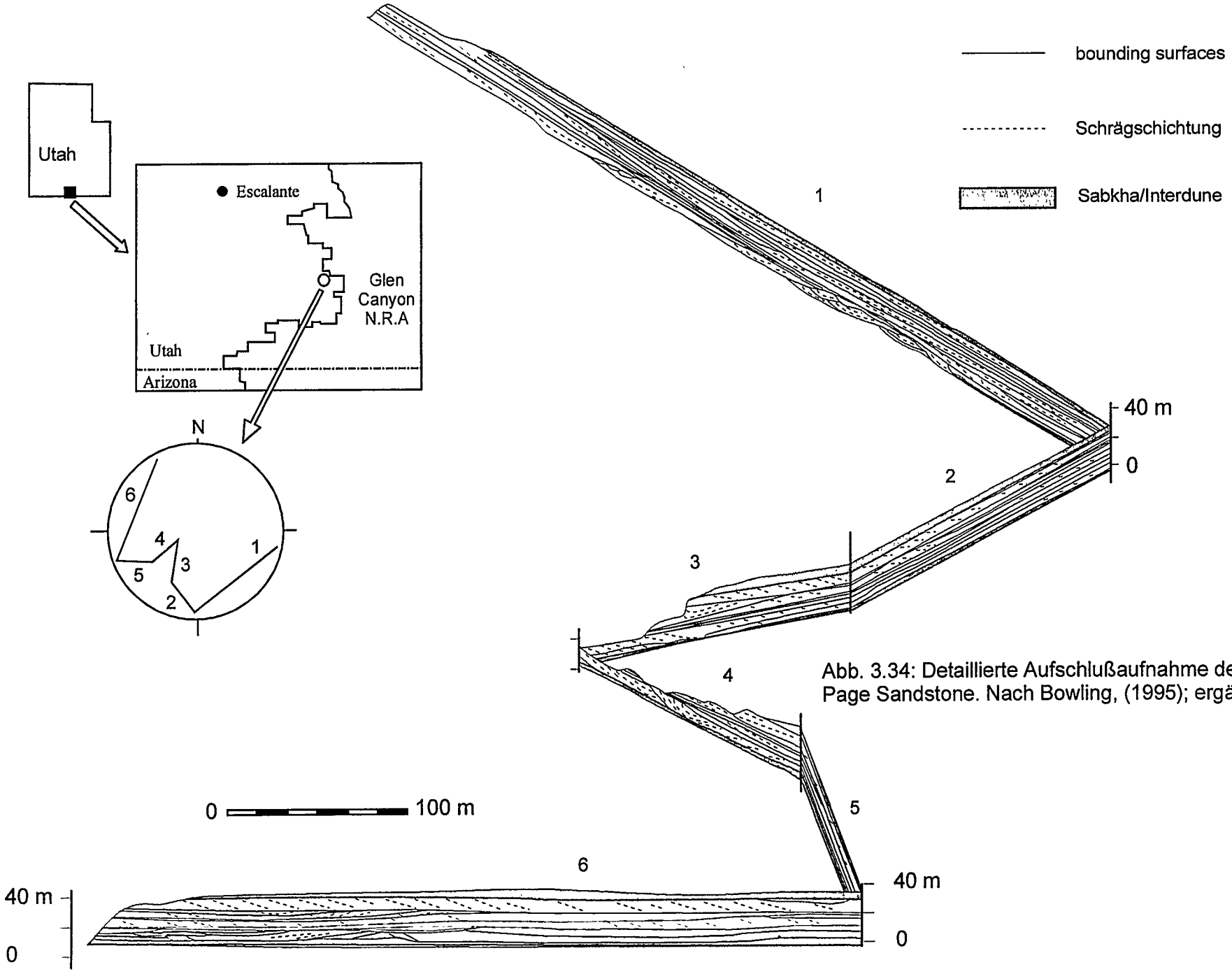


Abb. 3.34: Detaillierte Aufschlußaufnahme des Page Sandstone. Nach Bowling, (1995); ergänzt.

3.8.6 Zitierte Literatur

Blakey, R. C. (1988): Basin tectonics and erg response. Sedimentary Geology, **56**: 127-151.

Blakey, R. C. (1994): Paleogeographic and Tectonic Controls on some Lower and Middle Jurassic Erg Deposits, Colorado Plateau. In: *Mesozoic Systems of the Rocky Mountain Region, USA*, (Hrsg. von M. V. Caputo, J. A. Peterson & K. J. Franczyk): 273-298. Rocky Mountain Section, SEPM, Denver, CO.

Blakey, R. C., Peterson, F., Caputo, M. V. & Vorhees, B. J. (1983): Paleogepgraphy of Middle Jurassic Continental, Shoreline, and Shallow Marine Sedimentation, Southern Utah. In: *Mesozoic Paleogeography of the West-Central United States; Rocky Mountain Paleogeography Symposium 2*, (Hrsg. von M. W. Reynolds and E. D. Dolly): 77-101. Rocky Mountain Section, SEPM, Denver, CO.

Blakey, R. C., Havholm, K. G. & Jones, L. S. (1996): Stratigraphic analysis of eolian interactions with marine and fluvial deposits, Middle Jurassic Page Sandstone and Carmel Formation, Colorado Plateau, U.S.A. Journal of Sedimentary Research, Section B: Stratigraphy and Global Studies, **66**: 324-342.

Blakey, R. C., Peterson, F., & Kocurek, G. (1988): Syntheses of late Paleozoic and Mesozoic eolian deposits of the Western Interior of the United States. Sedimentary Geology, **56**: 3-125.

Bowling, D. D. (1995): Accumulation in a dry eolian system; an example from the Jurassic Page Sandstone, southern Utah. Unveröff. Diplomarbeit, University of Texas, Austin, Austin, TX, United States, 66 S.

Chandler, M. A. (1986): Depositional controls on permeability in an eolian sandstone sequence, Page Sandstone, northern Arizona. Unveröff. Dissertation, University of Texas, Austin, Austin, TX, United States, 132 S.

Chandler, M. A., Kocurek, G., Goggin, D. J. & Lake, L. W. (1989): Effects of stratigraphic heterogeneity on permeability in eolian sandstone sequence, Page Sandstone, northern Arizona. AAPG Bulletin, **73**: 658-668.

Goggin, D. J. (1988): Geologically-sensible modeling of the spatial distribution of permeability in eolian deposits; Page Sandstone (Jurassic), northern Arizona. Unveröff. Dissertation, University of Texas, Austin, Austin, TX, United States, 436 S.

Goggin, D. J., Chandler, M. A., Kocurek, G. & Lake, L. W. (1988): Patterns of permeability in eolian deposits; Page Sandstone (Jurassic), northeastern Arizona. SPE Formation Evaluation, **3**: 297-306.

Havholm, K. G. (1991): Eolian event stratigraphy; theory, and application to the Middle Jurassic Page Sandstone, Colorado Plateau, U.S.A. Unveröff. Dissertation; University of Texas, Austin, Austin, TX, United States, 264 S.

Havholm, K. G., Blakey, R. C., Capps, M., Jones, L. S., King, D. D. & Kocurek, G. (1993): Aeolian genetic stratigraphy; an example from the Middle Jurassic Page Sandstone, Colorado Plateau. Special Publication of the International Association of Sedimentologists, **16**: 87-107. Blackwell, Oxford.

Havholm, K. G. & Kocurek, G. (1994): Factors controlling aeolian sequence stratigraphy; clues from super bounding surface features in the Middle Jurassic Page Sandstone. Sedimentology, **41**: 913-934.

Jones, L. S. & Blakey, R. C. (1997): Eolian-fluvial interaction in the Page Sandstone (Middle Jurassic) in south-central Utah, USA; a case study of erg-margin processes. Sedimentary Geology, **109**: 181-198.

Knight, J. B. (1986): Eolian bedform reconstruction; a case study from the Page Sandstone (Jurassic), northern Arizona. Unveröff. Diplomarbeit, University of Texas, Austin, Austin, TX, United States, 100 S.

3.9 Mögliche Aufschlußanaloge mit geringer Dokumentationsdichte

Im folgenden werden einige potentielle Analoge vorgestellt, bei denen aufgrund der nur geringen Anzahl von Informationen die bisher angewendete Gliederung der Darstellung nicht einzuhalten war.

3.9.1 Oberrotliegend II der Flechtinger Scholle (Sachsen-Anhalt)

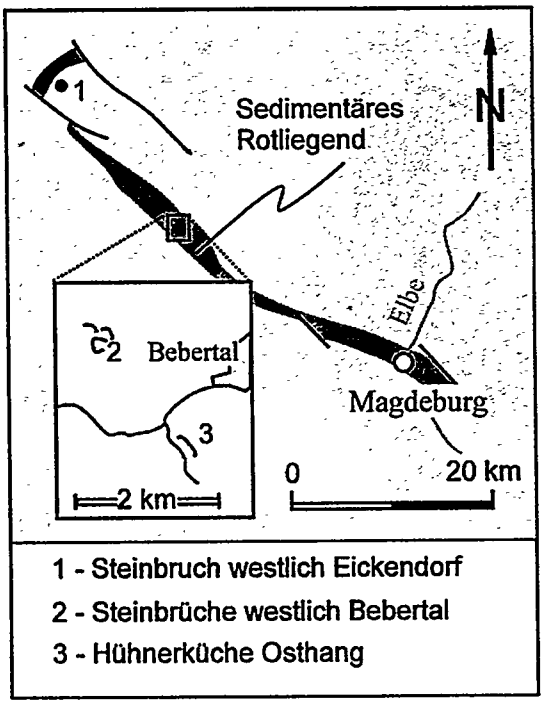


Abb. 3.35: Lage von im Text erwähnten Lokationen. Ergänzt nach Ellenberg et al. (1976).

3.9.1.1 Einleitung

Die permischen Sedimente des Flechtinger Höhenzuges lagern im Hangenden einer über 1000 m mächtigen Vulkanitserie (Ignimbrite, Andesitoide und Rhyolithoide; siehe Hoth et al., 1993). Unmittelbar auf diese Vulkanite folgen die überwiegend pelitischen Ablagerungen der Bebertal Formation (Unterrotliegend), die einem lakustrinen und fluviatilen Ablagerungsraum entstammen (Schneider & Gebhardt, 1993). Nach einem Hiatus, der das Oberrotliegend I umfaßt, folgen Ablagerungen des Oberrotliegend II, die (vom Liegenden zum Hangenden) in Erxleben Formation, Flechtinger Bausandstein und Eisleben Formation untergliedert werden.

Kleditzsch & Kurze (1993) parallelisieren die Erxleben Formation und den Flechtinger Bausandstein mit der Parchim Formation der NDS; in der Eisleben Formation sehen diese Autoren ein zeitliches Äquivalent von Mirow Formation und Elbe Folge. Nach Schneider & Gebhardt (1993) wurden die Sedimente des Oberrotliegend II des Flechtinger Höhenzugs am Südrand des Südlichen Permbeckens abgelagert; andere Autoren (z. B. Ellenberg et al., 1976) sehen zumindest die Sedimente der Erxleben Formation als Ablagerungen eines intermontanen Beckens an.

3.9.1.2 Beschreibung und Interpretation

Erxleben Formation

Die im wesentlichen aus Bohrungen bekannte Erxleben Formation (Untere Konglomeratfolge nach Schreiber, 1960) setzt mit groben Konglomeraten ein, deren Basis von Kleditzsch & Kurze (1993) mit dem Altmark I "Impuls" gleichgesetzt wird. Die Erxleben Formartion setzt sich aus mehreren fining-up Zyklen fluviatilen Ursprungs zusammen; aus Bohrungen sind Gesamtmächtigkeiten von bis zu 240 m bekannt (Ellenberg et al., 1976).

Flechtinger Bausandstein

Der Flechtinger Bausandstein überlagert konkordant die konglomeratischen Sedimente der Erxleben Formation; er besteht aus fein- bis grobkörnigen Sandsteinen, die durch mittel- und großdimensionale Schrägschichtung gekennzeichnet sind (Abb. 3.36a). Die Abfolge ist in mehreren Steinbrüchen im Bereich Bebertal und Eickendorf aufgeschlossen und erreicht dort eine Mächtigkeit von 20-45 m (Ellenberg et al., 1976). Im Bereich der Flechtinger Scholle ist der Top des Bausandsteins erodiert, nördlich davon erreicht er eine Mächtigkeit von bis zu 100 m; hier besteht der Top der Abfolge aus Siltstein mit vereinzelten dünnen Sandsteinbänken (Ellenberg et al., 1976).

Von vereinzelten Konglomeraten an der Basis abgesehen, bildet der Bausandstein im Raum Bebertal einen homogenen Sandsteinkörper, dessen äolischer Ursprung als gesichert angesehen werden kann. Einige der Schrägschichtungskörper in Abb. 3.36a weisen ein internes Gefüge auf (z. B. Grainflow-Schichten in Schicht 7 am rechten Bildrand), das von transversalen Dünen oder Barchanen stammen kann. Die Lagekugelverteilung der Flächenpole (Abb. 3.36a), sowie die Anordnung der Grenzflächen innerhalb der Abfolge schließt transversale Dünen weitgehend aus, so daß von Barchanen als vorherrschendem Formtypus ausgegangen werden kann.

Die äolische Abfolge im Raum Bebertal wird nur in geringem Maße von fluviatilen Sedimenten unterbrochen (Schicht 11 in Abb. 3.36); im Raum Eickendorf hingegen weist der Flechtinger Bausandstein eine gänzlich andere lithologische Ausprägung auf (Abb. 3.36b). Hier ist die Schichtenfolge durch einen Wechsel schräggeschichteter Sandsteine mit dünnbankigen (ca. 50 cm), matrixgestützten Konglomeraten gekennzeichnet (Ellenberg et al., 1976).

Bei den Sandsteinen lassen sich nach Ellenberg et al. (1976) drei Typen unterscheiden, wobei Sande mit bimodaler Korngrößenverteilung, die laminiert oder flach schräggeschichtet sein können, vorherrschen. Am zweithäufigsten treten ungeschichtete Sandsteine mit ebenfalls bimodaler Kornverteilung auf. Volumenmäßig am wenigsten am Aufbau beteiligt sind schließlich feinsandige "Rinnenfüllungen". Von Ellenberg et al. (1976) werden alle diese Typen einem fluviatilen Milieu zugeordnet. Insbesondere im Fall der horizontal laminierten Sandsteine käme jedoch abweichend davon eine Interpretation als äolisches "sandsheet" mit einzelnen Deflationshorizonten in Frage; leider sind die Literaturdaten nicht ausreichend, um diese Vermutung zu erhärten.

Eisleben Formation

Die komplex zusammengesetzte Eisleben Formation erreicht im Bereich der Flechtinger Scholle eine Mächtigkeit von ca. 130-150 m (Ellenberg et al., 1976; Schreiber, 1960). Der Übergang zum Flechtinger Bausandstein und der untere Teil der Eisleben Formation wurden von Ellenberg et al. (1976) in Steinbrüchen südwestlich von Bebertal detailliert aufgenommen (Abb. 3.37). Von diesen Autoren wurden folgende Lithofaziestypen ausgehalten:

Konglomerat

Einheitlich ausgebildete, polymikte Konglomerate treten an der Basis der Eisleben Formation auf (s. Abb. 3.37); ihre Mächtigkeit erreicht ca. 10 m. Die Konglomerate sind überwiegend horizontal geschichtet; die Liegendgrenze zum Flechtinger Bausandstein ist erosiv (Ellenberg et al., 1976; Schreiber, 1960).

Schräggeschichteter Sandstein (z. B. Schicht 5, 25, und 28-31 in Abb. 3.37)
Dieser Lithofaziestyp dominiert den unteren Abschnitt der Eisleben Formation. Charakteristisch sind rhythmische Aufeinanderfolge von Laminae unterschiedlicher Korngröße und vereinzelte Einschaltung von Schrägschichtungskörpern aus feinkörnigem Sandstein in den ansonsten aus Mittelsand bestehenden Körpern (Ellenberg et al.; 1976).

Sandstein mit Einkornlagen (z. B. Schichten 6, 8 und 27 in Abb. 3.37)
Bei diesem Gesteinstyp ("Rundkörniger Sandstein" einiger Autoren) handelt es sich um Feinsandsteine mit horizontalen, lateral nicht weit durchhaltenden dünnen Lagen aus gut gerundeten Grobsandkörnern.

Horizontal geschichteter Sandstein (z. B. Schicht 20 in Abb. 3.37)
Horizontal geschichtete, geringmächtige Sandsteine kommen in allen Teilen des Profils vor; der Silt- und Tonanteil nimmt dabei vom Liegenden zum Hangenden zu, bis schließlich individuelle Siltlagen auftreten.

Linsig-flasrig geschichteter Siltstein (z. B. Schichten 11-18 und 22 in Abb. 3.37)
Der Anteil dieses Lithofaziestyps nimmt vom Liegenden zum Hangenden des hier betrachteten Profils zu. Neben der welligen, unregelmäßigen Textur sind nach Ellenberg et al. (1976) "eingestreute" gut gerundete Grobsandkörner charakteristisch für diesen Lithofaziestyp.

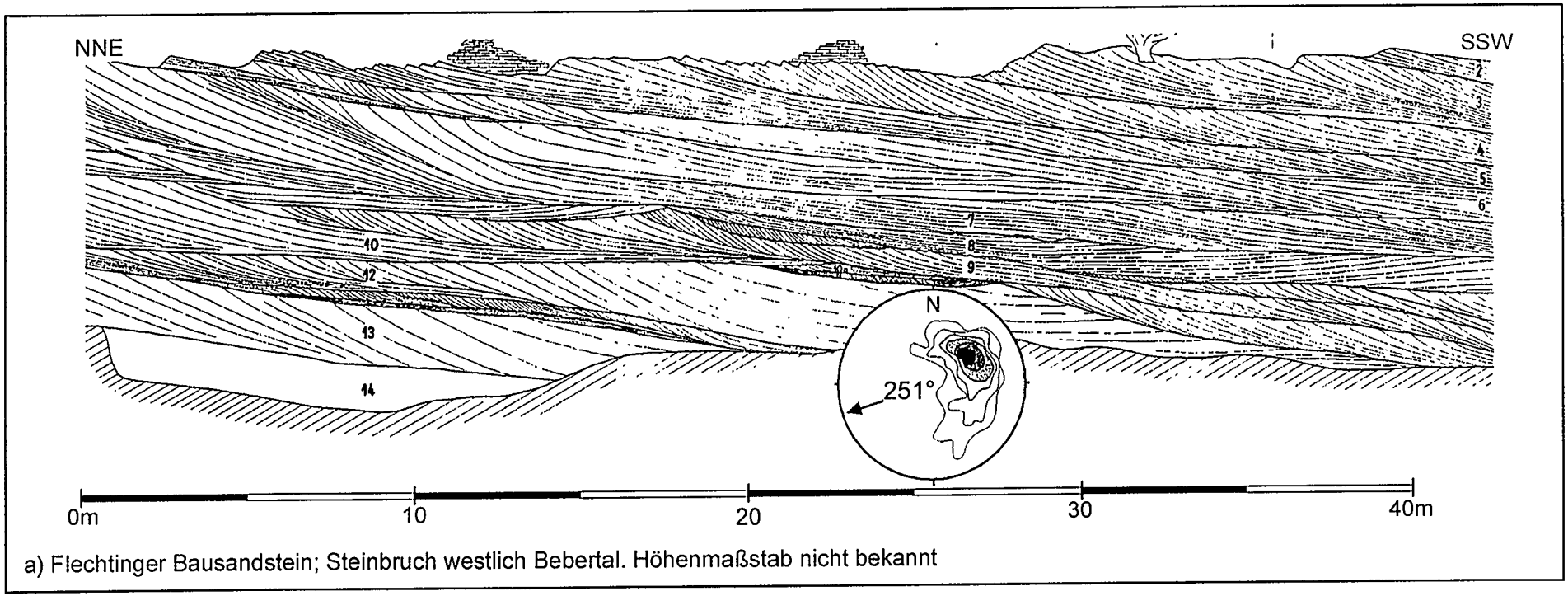
Von Ellenberg et al. (1976) werden die Sedimente des untersuchten Profilabschnitts im wesentlichen als Sedimente eines Deltas interpretiert; Interpretationen einzelner Schichten sind in Abb. 3.37 angegeben. Die abweichende Interpretation einzelner Lithofaziestypen stützt sich auf die detaillierte Beschreibung und Fotografien dieser Sedimente durch die vorgenannten Autoren. Im Fall der Sandsteine mit Einkornlagen lassen eben diese Einkornlagen eine Interpretation als äolisches Sandsheet wahrscheinlich erscheinen. Bei den wellig-flasrigen Siltsteinen ist es ebenfalls die charakteristische Textur, die Adhäsion als vorherrschenden Ablagerungsmechanismus denkbar macht. Mögliche Bildungsbereiche für diese Sedimente wären kurzzeitig überflutete morphologische Depressionen, die sich in Bereichen mit hohem Grundwasserspiegel bildeten.

3.9.1.3 Eignung als Aufschlußanalog

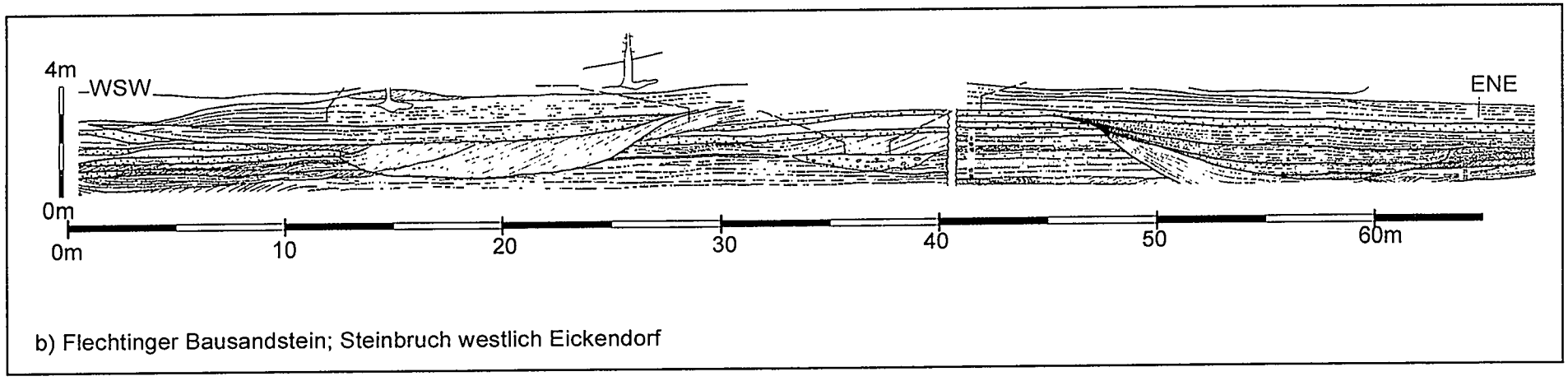
Als Teil der Beckenrandfazies der Norddeutschen Senke sind die Ablagerungen des Oberrotliegend II der Flechtinger Scholle ein ideales Aufschlußanalog zu den oberflächig nicht ausstreichenden Sedimenten des Südlichen Permbeckens. Darüber hinaus sind sie auch im wörtlichen Sinn ein "naheliegendes" Aufschlußanalog, was sie zu einer kostengünstigen Lösung macht.

Einschränkungen in der Eignung ergeben sich aus den mäßigen Aufschlußverhältnissen, die im wesentlichen auf aufgelassene, teilweise überflutete, Steinbrüche beschränkt sind (Ellenberg et al., 1976). Die laterale Erstreckung dieser Aufschlüsse (maximal ca. 200 m) reicht nicht aus, um die Dimensionierung und Kontinuität der einzelnen Lithofaziestypen im "inter-well"-Maßstab quantifizieren zu können. Jedoch sind die Aufschlüsse sicherlich sehr gut geeignet, um essentiell zweidimensionale Bohrkerne besser interpretieren und daraus folgend auch geophysikalische Messungen besser "eichen" zu können (z. B. durch Gamma-Szintillometer-Messungen am Aufschluß, Poroperm-Messungen, usw.).

Aufgrund der geringen Datendichte und hinsichtlich einer sedimentologisch ausgerichteten Neuinterpretation eines Teils der Aufschlüsse wäre es wünschenswert, weitere Untersuchungen zur Faziesarchitektur durchzuführen und diese Daten mit am Aufschluß gewonnenen geophysikalischen Daten zu ergänzen.



a) Flechtinger Bausandstein; Steinbruch westlich Bebertal. Höhenmaßstab nicht bekannt



b) Flechtinger Bausandstein; Steinbruch westlich Eickendorf

Abb. 3.36: Untrschiedliche Ausprägung des Flechtinger Bausandsteins. Legende siehe Abb. 3.37. Nach Ellenberg et al. (1976); ergänzt.

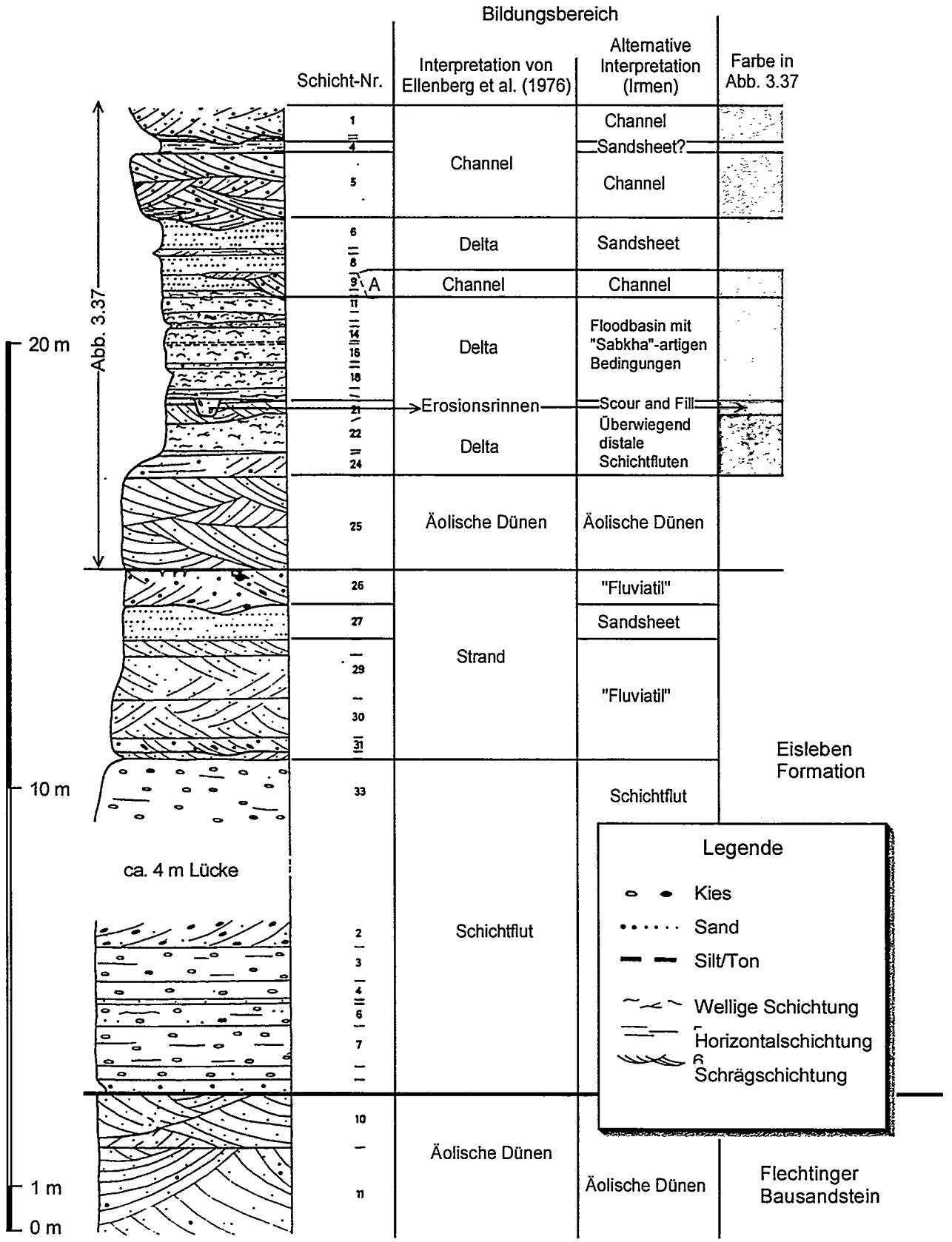


Abb. 3.37: Profil eines Teils der Eisleben Formation und des Flechtinger Bausandsteins; Osthang Hühnerküche und Steinbruch Sievert. Ergänzt nach Ellenberg et al. (1976). Weitere Erläuterungen im Text.

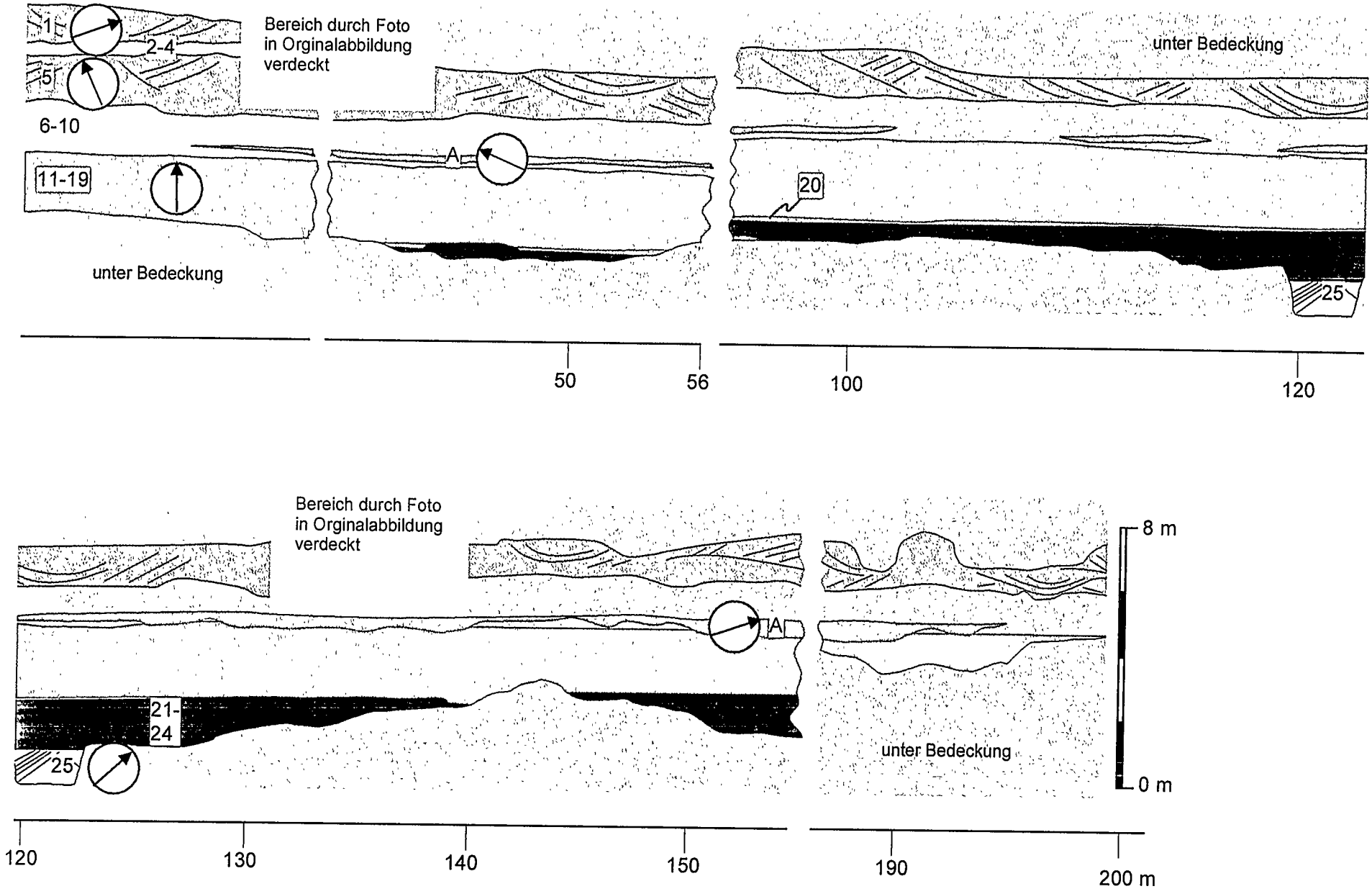


Abb. 3.38: Geometrie von Lithofaziestypen eines Teils der Eislebener Schichten; Osthang Hühnerküche. Zahlen beziehen sich auf Schichten in Abb. 3.37. Verändert und ergänzt nach Ellenberg et al. (1976)

3.9.2 "Locharbriggs Sandstone" (Unterperm), Solvay Firth, Südschottland

3.9.2.1 Einleitung

Zu Beginn des Perm entstanden in Südwestschottland zahlreiche intermontane Becken, die von den großen Permbecken im Osten isoliert waren, aber möglicherweise mit dem Irish Sea Basin in Verbindung standen (Lovell, 1991). Eines dieser Becken ist das Dumfries Basin, bei welchem zumindest der Westrand durch Störungen begrenzt ist (Abb. 3.39). Durch andauernde Erosion, verbunden mit synsedimentären Hebungen, bilden sich dort Schuttfächer aus, die sich sowohl vertikal als auch nach Osten mit äolischen Sedimenten verzahnen. Letztere sind in einer Reihe von Steinbrüchen aufgeschlossen (Brookfield, 1979).

3.9.2.2 Beschreibung und Interpretation

Fluviatile Sedimente im weiteren Sinne

Am Westrand des Dumfries Basin dominieren ausgedehnte Schuttfächer und Schotterfluren; von Brookfield (1980, 1988) wurden debris flow, braided river und Schichtflut-Sedimente unterschieden, die sich durch die maximal vorkommende Korngröße, Sedimentstrukturen und Geometrie der Einheiten voneinander unterscheiden. Planare Körper, die aus schlecht sortierten matrixgestützten Brekzien bestehen, kennzeichnen die debris flow Sedimente. Ihre Mächtigkeit liegt im Schnitt bei einem Meter, die Liegendgrenze ist nicht erosiv (Brookfield, 1980). Dem mittleren und distalen Bereich aktiver Schuttfächer sind die braided river Sedimente zuzuordnen; diese zeigen eine deutlich bessere Sortierung als die debris flow Ablagerungen und treten in linsenförmigen Körpern auf, die oft interne Erosionsflächen aufweisen. Auch die Grenze gegen äolische und fluviatile Sedimente im Liegenden sind erosiv (Brookfield, 1980). Die Schichtflut-Ablagerungen schließlich bilden wieder planare Einheiten, die weit durchhalten und durch laminierten oder strukturlosen Feinsand gekennzeichnet sind.

Äolische Sedimente

Von Brookfield (1979) werden detailliert die in verschiedenen Steinbrüchen untersuchten Dünensedimente des Locharbriggs Sandstone beschrieben. Interdünensedimente oder Sandsheets werden nicht explizit erwähnt, doch zeigt eine veröffentlichte Kornsummenkurve eine deutliche bimodale Verteilung. Zusammen mit der Tatsache, daß die entsprechende Probe unmittelbar über einer "first order bounding surface" genommen wurde, ist zumindest die Anwesenheit weit durchhaltender, dünner Sandsheets anzunehmen. Die Dünen wurden von Brookfield (1979) als Draas interpretiert, die Elemente longitudinaler und transversaler Dünen enthalten. Der Begriff "oblique dune" war Ende der 70er Jahre noch nicht in Gebrauch; doch weisen die beschriebenen Dünen viele Kennzeichen auf, die auf einen solchen Formtypus hinweisen. Dazu gehören fehlende Hinweise auf Grainflow-Ablagerungen und die nur sehr gering streuende Verteilung des Einfallens der Leeblätter. Da sich die Steinbrüche, in welchen die Untersuchungen durchgeführt wurden, selbstverständlich nicht im Übergangsbereich zu fluviatilen Sedimenten befinden und die Aufschlüsse letzterer zu klein sind, finden sich in der vorhandenen Literatur keine Angaben zur Verzahnung fluviatiler und äolischer Sedimente.

3.9.2.3 Eignung als Aufschlußanalog

Trotz partieller Übereinstimmung von Rahmenbedingungen und Lithofazies ist der Locharbriggs Sandstone als Aufschlußanalog für das Oberrotliegend des Norddeutschen Beckens nicht verwendbar. Der vorrangige Grund dafür sind die schlechten Aufschlußverhältnisse. Die fluviatilen Sedimente sind nur in einigen sehr kleinen Straßenaufschlüssen, die nicht weiter als maximal 10 m durchhalten, oder durch Trinkwasserbohrungen aufgeschlossen (Brookfield, 1980, 1988). Bei den Steinbrüchen, in denen die Untersuchungen von Brookfield (1979) durchgeführt worden sind und die deutlich größere Aufschlüsse boten (Abb. 3.39c), wurde bereits zu dieser Zeit mit der Verfüllung begonnen. Brookfield (1988) erwähnt, daß fast alle Steinbrüche zu diesem Zeitpunkt bereits komplett verfüllt oder überflutet waren. Die detailliert aufgenommenen Dünensedimente können allerdings als Hilfe bei der Interpretation von Dipmeter-Logs durchaus hilfreich sein.

Abb. 3.39 (folgende Seite):
a) Lage des Dumfries Basin. Verändert und ergänzt nach Brookfield (1980).
b) Faziesverteilung innerhalb des Dumfries Basin. Verändert nach Brookfield (1979)
c) Darstellung des Aufbaus der Dünensedimente. Verändert nach Brookfield (1979).
d) Richtungsrose, welche das Einfallen von Leeblättern der Dünensedimente zeigt. Verändert nach Brookfield (1979).

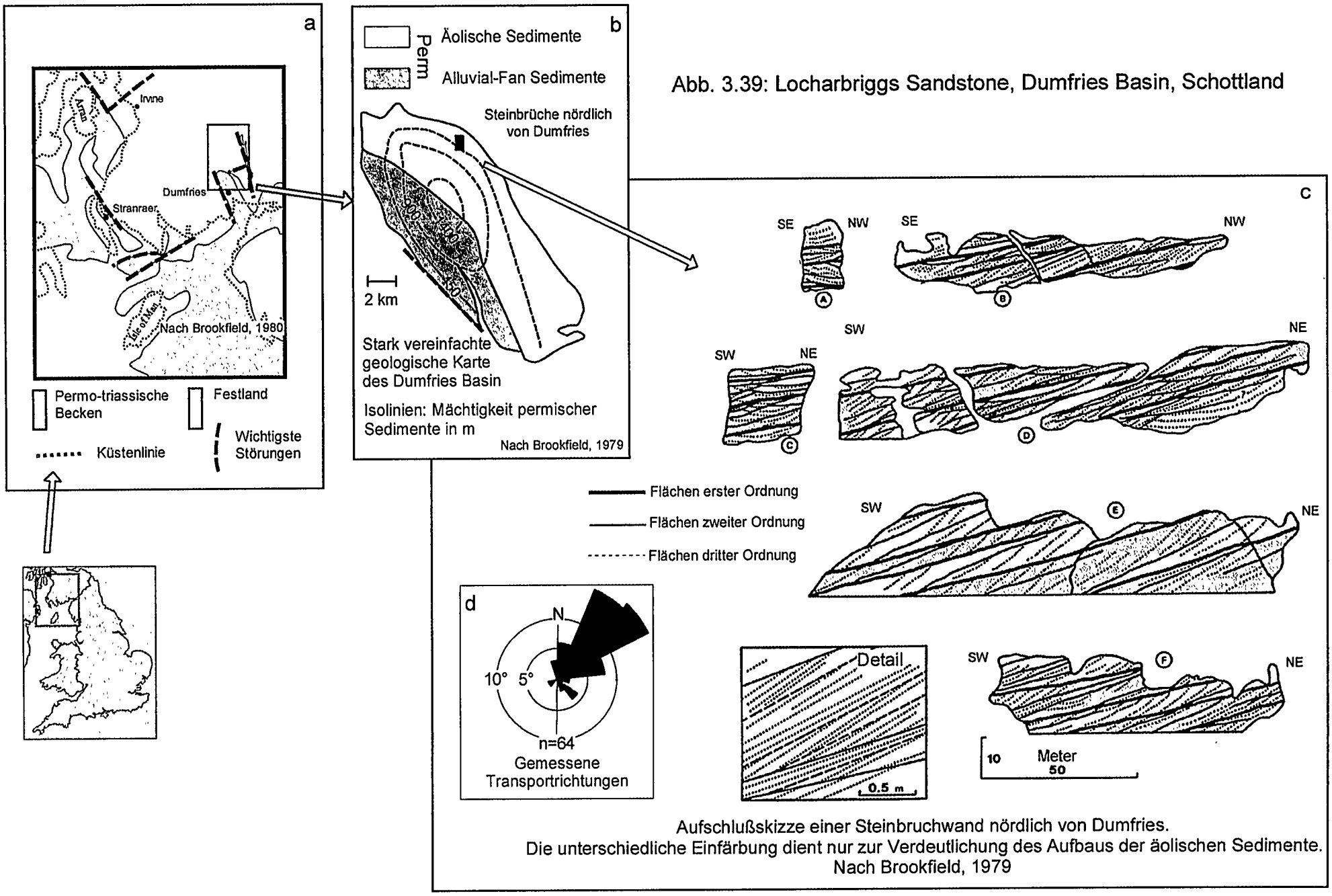
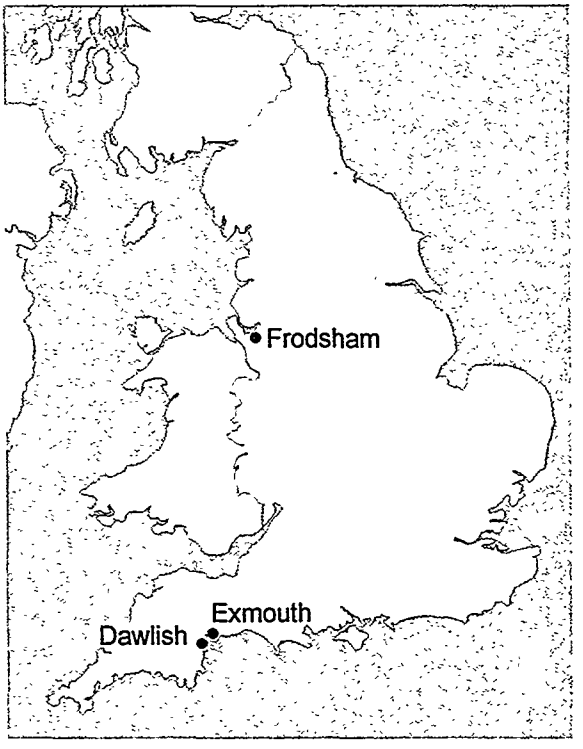


Abb. 3.39: Locharbriggs Sandstone, Dumfries Basin, Schottland

Aufschlußskizze einer Steinbruchwand nördlich von Dumfries.
Die unterschiedliche Einfärbung dient nur zur Verdeutlichung des Aufbaus der äolischen Sedimente.
Nach Brookfield, 1979

3.9.3 Dawlish Sands (Unterperm, "New Red Sandstone"), South Devon, SW-England

3.9.3.1 Einleitung



Die Dawlish Sands, die eine maximale Mächtigkeit von 360 m erreichen, stellen in SW-England den obersten Teil des New Red Sandstone dar. Aufgrund fehlender diagnostischer Fossilien ist die Alterseinstufung unsicher und erfolgt mittels lithologischer Kriterien. Die Formation besteht aus einer Wechselfolge äolischer Sandsteine und grober Fanglomerate eines kleineren intermontanen Beckens innerhalb des variskischen Gebirges (Chadwick, 1986). Die paläogeographische Position des Beckens (Dorset Basin) lag bei ca. 10° Nord (Clemmensen et al., 1994). Ziegler (1990) stellt das Dorset Basin als einen Teilbereich des Approaches Basin dar.

Abb. 3.40: Lage im Text erwähnter Ortschaften in Süd- und Südwestengland.

3.9.3.2 Beschreibung und Interpretation

Die fluviatile Komponente der Dawlish Sands besteht aus Sandsteinen (Sheet Flood Ablagerungen) und Fanglomeraten, die eine Mächtigkeit von einigen Metern erreichen. An äolischen Ablagerungen sind in einem von Clemmensen et al., (1994) veröffentlichten Profil Sandsheet- und Dünensedimente zu erkennen, deren Mächtigkeit von 2 bis über 7 m reicht.

Die Trennflächen zwischen äolischen und fluviatilen Ablagerungen haben den Charakter von flood-surfaces (Clemmensen et al., 1994). Als übergeordneter Steuerungsmechanismus des Sedimentationsgeschehens werden von Clemmensen et al. (1994) durch Orbitalzyklen gesteuerte Klimaschwankungen angesehen.

3.9.3.3 Eignung als Aufschlußanalog

Faziesausbildung und die bekannten Rahmenbedingungen zeigen zufriedenstellende Übereinstimmung mit den Gegebenheiten des Oberrotliegend des Norddeutschen Beckens. Über die Aufschlußsituation konnten nur wenige Angaben gefunden werden, Clemmensen et al. (1994) geben an, das an der Küste von South Devon nordöstlich der Ortschaft Dawlish 36 m der Abfolge aufgeschlossen sind; nach zahlreichen (mündlichen) Aussagen sollte die zugängliche Mächtigkeit trotz zahlreicher Störungen jedoch deutlich größer sein.

3.9.4 Exmouth Formation (Oberperm, "New Red Sandstone"), South Devon, SW-England

3.9.4.1 Einleitung

Eine weitere stratigraphische Einheit des Dorset Basins ist die ca. 250 m mächtige Exmouth Formation, die verschiedentlich auch in Exmouth Sandstone und -Mudstone unterteilt wird. Nachdem die Phase maximaler Subsidenz des Dorset Basin im Unteren Perm abgeklungen war, und die Sedimentation der Dawlish Sands zu einen deutlichen Reliefausgleich geführt hatten (Chadwick, 1986), dominierten im Oberen Perm Ablagerungen von Systemen mit niedriger Transportenergie. Neben feinkörnigen Ablagerungen von Playaseen gehören Floodplain- und Braided River Sedimente zu dieser Suite (Mader & Laming, 1985). Im weiteren Verlauf wurden diese subaquatisch abgelagerten Gesteine von äolischen Sedimenten abgelöst (Clemmensen et al., 1994).

3.9.4.2 Beschreibung und Interpretation

Das von Clemmensen et al. (1994) veröffentlichte, nur 10 m mächtige, Profil läßt sich in zwei Einheiten teilen: Die liegende besteht aus dunkelroten Tonsteinen und feinkörnigen Sandsteinen, die als Playa- und Sheetflood Sedimente interpretiert werden (Oxnevad, 1991). Der obere Teil des Profils wird von äolischen Sedimenten beherrscht, die sich wiederum in drei Einheiten unterteilen lassen. Die unterste, ca. 1 m mächtig, besteht aus schräggeschichteten Sanden, welche Ablagerungen einer barchanoiden Düne sind, und zwei etwa gleichmächtigen Sandsheet-Einheiten.

Intern bestehen diese aus Windrippel Schichten und sind sowohl voneinander, als auch von den unterlagernden Dünensedimenten, durch geringmächtige, unregelmäßige Tonsteinhorizonte getrennt. Letztere werden von Clemmensen et al. (1994) als Resultat kurzfristiger Überflutungen der flachen Sandsheet-Topographie mit anschließendem Absatz der pelitischen Sedimente in kleineren Senken interpretiert. Die Sedimentationszyklen werden von Clemmensen et al. (1994) wie gewohnt in Hinblick auf durch Orbitalzyklen gesteuerte Klimaschwankungen erklärt. Für die Eignung als Aufschlußanalog gilt dasselbe wie für die Dawlish Sands (Kap. 3.9.3).

3.9.5 Mittlerer Buntsandstein ("Karlstal Schichten"),Trias, Eifel

3.9.5.1 Einleitung

Die Eifel befindet sich in der Trias am westlichen Rand des Mitteleuropäischen Triasbeckens in einer N-S streichenden Senkungszone zwischen den Hochgebieten des Rheinischen Massivs im Osten und dem Gallischen Massiv im Westen. Im Zentrum des Beckens liegen die Riftsysteme des Glückstadt-, Viking- und Central Grabens. Äolische Sedimente kommen vor allem am Westrand des Beckens vor, sie wurden aber z. B. auch aus Polen beschrieben (Gradzinski et al., 1979). Auch im Buntsandstein der Hessischen Senke ist die Interaktion fluviatiler und äolischer triassischer Sedimente zu beobachten; der Mittlere Buntsandstein der Eifel wurde hier exemplarisch wegen seiner guten Dokumentation ausgewählt

Die Karlstal Schichten des Mittleren Buntsandstein zwischen Mechernich und Trier repräsentieren die Ablagerungen äolischer Dünen, fluviatiler Systeme und anderer Teilbereiche eines ariden Ablagerungsmilieus. Bei den fluviatilen Sedimenten handelt es sich überwiegend um Braided-River Ablagerungen, die von Konglomeraten bis zu feinkörnigen Floodplain- und Overbank-Sedimenten die ganze Bandbreite dieses Deposystems abdecken (Mader, 1983a). Bei den Äolianiten handelt es sich im wesentlichen um Ablagerungen barchanoider und transversaler Dünen (Mader, 1982), untergeordnet auch um Interdune-Ablagerungen (Mader, 1983b). Die Erg-Sedimente nehmen von Süden nach Norden zu; besonders gut ausgeprägt sind sie im Raum Trier und Stadtkyll erhalten.

3.9.5.2 Beschreibung und Interpretation

Heterogenitätseffekte **Erster Ordnung** sind durch die Verzahnung von fluviatil-alluvialen Sedimenten mit äolischen Ablagerungen gegeben. Trotz relativ umfassender Literatur sind keine Studien vorhanden, die sich auf die räumliche Interaktion fluviatiler mit äolischen Sedimenten konzentrieren. Es existieren lediglich modellhafte und halbschematische Rekonstruktionen der Paläogeographie einzelner Zeitscheiben (s. Abb. 3.41). Es kann also anhand der Datenlage keine verwertbaren Angaben über die Dimensionierung einzelner Heterogenitätselemente gemacht werden. Die von Mader (z. B. 1983b, s. auch Abb. 3.41) veröffentlichten Profile sind zu weit (mind. 5-10 km) voneinander entfernt, um eine Rekonstruktion der Faziesarchitektur zu ermöglichen. Die Profile lassen nur Aussagen über die vertikale Ausdehnung einzelner Elemente zu; so erreichen die Dünenablagerungen eine Mächtigkeit von 0,5 bis weit über 10 m; fluviatile Elemente reichen von 0,5 m (Overbank-Sedimente) bis zu 5m (grobklastische channel-fills).

Für die Zunahme äolischer Sedimente zum stratigraphisch jüngeren Abschnitt vieler Profile wird von Mader (1982, 1983a, Mader & Yardley 1985) eine Zunahme der Aridität bei gleichzeitiger Abnahme des Sedimentnachschubs (auch durch abnehmendes Relief im Hinterland) verantwortlich gemacht. Dennoch kam es nach Mader & Yardley (1985) auch während der relativen Aridität des oberen Mittleren Buntsandsteins zu (saisonalen?) Starkregen, welche die Dünenmorphologie durch kurzzeitige Reaktivierung ephemerer Fließrinnen modifizierten. Interessant ist in diesem Zusammenhang, daß Mader in verschiedenen Publikationen zwar die Dominanz südlicher Transportrichtungen in den äolischen Sedimenten herausstreicht, jedoch nicht erwähnt, daß diese ein deutliches Zeichen für ein ausgeprägtes Monsunklima darstellen. Insgesamt zeichnet Mader das Bild eines weitflächigen Ergs, der von zahlreichen Fließrinnen mit relativ enger Überflutungsebene durchschnitten wird. Ausdehnung und Erhaltungspotential dieses Ergs nehmen während des Mittleren Buntsandstein zunächst zu, bis dann im Oberen Mittleren Buntsandstein wieder die fluviatile Ablagerung dominiert.

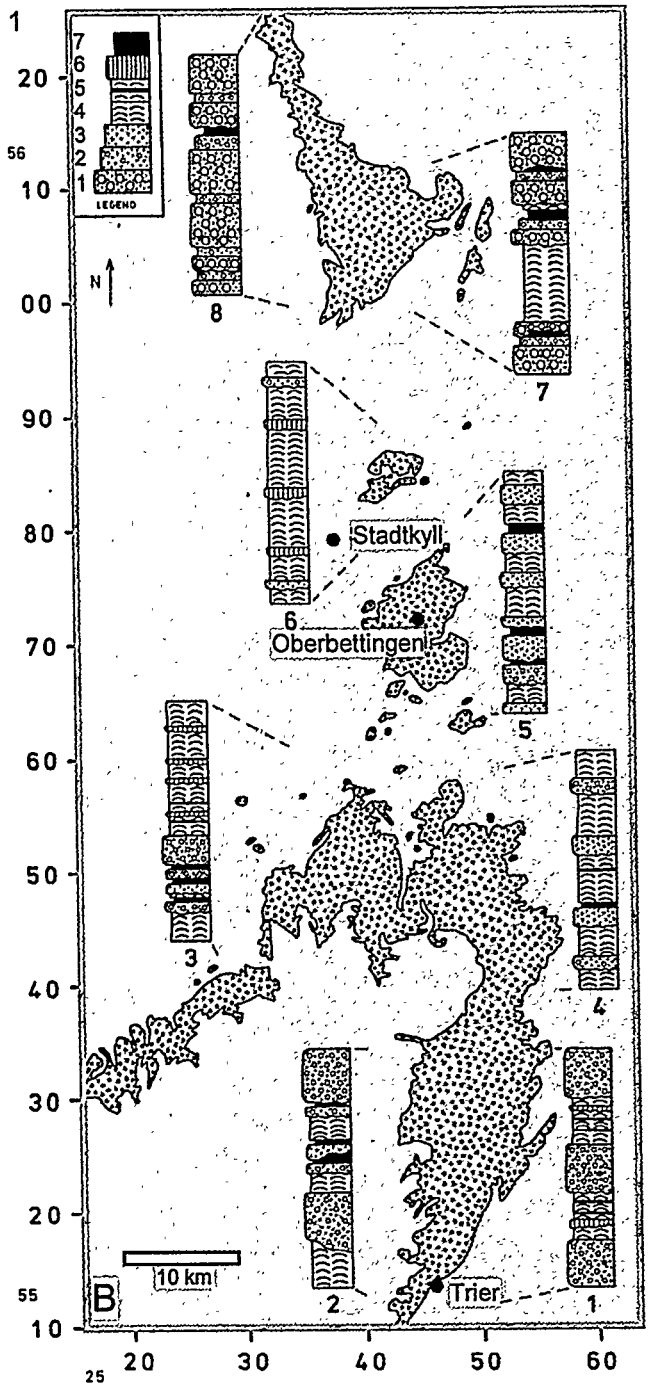
3.9.5.3 Eignung als Aufschlußanalog

Trotz zahl- und umfangreicher Publikationen (z. B. Mader, 1980; Mader, 1982; Mader, 1983a; Mader 1983b; Mader & Yardley, 1985), beschränkt sich die Literatur über äolische Sedimente im Mittleren Buntsandstein auf Erkennung und Beschreibung der Äolianite, sowie auf Rekonstruktion der Ablagerungsgeschichte. Detaillierte Studien über die Geometrie der verschiedenen Hetrogenitätselemente liegen nicht vor. Die Aufschlüsse des Mittleren Buntsandstein sind in der Regel auf wenig durchhaltende Strassenanschnitte, Hohlwege, aufgegebene Steinbrüche und, vor allem im Trierer Raum, auf Flußanschnitte beschränkt (Mader 1980, 1982, 1983a). Lediglich im Bereich der Katzensteine südlich vom Mechernich kommen "dreidimensionale" Aufschlüsse in einer größeren Felsgruppe vor. Die Verwendbarkeit für den vorgegebenen Zweck ist allerdings auch hier eingeschränkt, da es sich um ein Naturdenkmal handelt und der Aufschluß sich nur über einige geringe Fläche erstreckt.

Nach Mader (1982) sind die Sedimente des Mittleren Buntsandstein sehr gut mit den Ablagerungen des Südlichen Permbeckens zu vergleichen. Dies kann allerdings nur mit Einschränkungen gelten, da sich die Situation im südlichen Permbecken durch das Vorhandensein eines zentralen Endsees deutlich anders darstellt. Für die Beckenrandsedimente der Parchim- und Mirow-Formationen allerdings ist die Übereinstimmung der wichtigsten Kontrollfaktoren gut. Der einzige relevante Unterschied stellt sich hier in Form des Typs der Sedimentanreicherung dar, die im Mittleren Buntsandstein alleinig durch fluviatile Systeme erfolgte, deren Fließrichtung darüberhinaus identisch mit der Windrichtung war. Der Wert als Analog zum Rotliegend im südlichen Permbecken bechränkt sich auf die Vergleichbarkeit der agierenden Prozesse und des Ablagerungsmillieus; als Aufschlußanalog kommt der Mittlere Buntsandstein aufgrund der insgesamt schlechten Aufschlußsituation allerdings nicht in Frage.

Abb. 3.41a (folgende Seite): Schematische Rekonstruktion der Paläogeographie einer Zeitscheibe des Mittleren Buntsandstein. Es bedeuten T: Raum Trier, S: Raum Stadtkyll und O: Raum Oberbettingen. Die Darstellung deckt das in Abb. 3.36b dargestellte Gebiet ab.

Abb. 3.41b (folgende Seite) Schematisierte Karte der Eifeler Nord-Süd Zone mit Aufschlüssen des Mittleren Buntsandstein und schematisierten Profilen, die das generelle Erscheinungsbild in den jeweiligen Regionen verdeutlichen sollen. Koordinaten: Gauss-Krüger System.



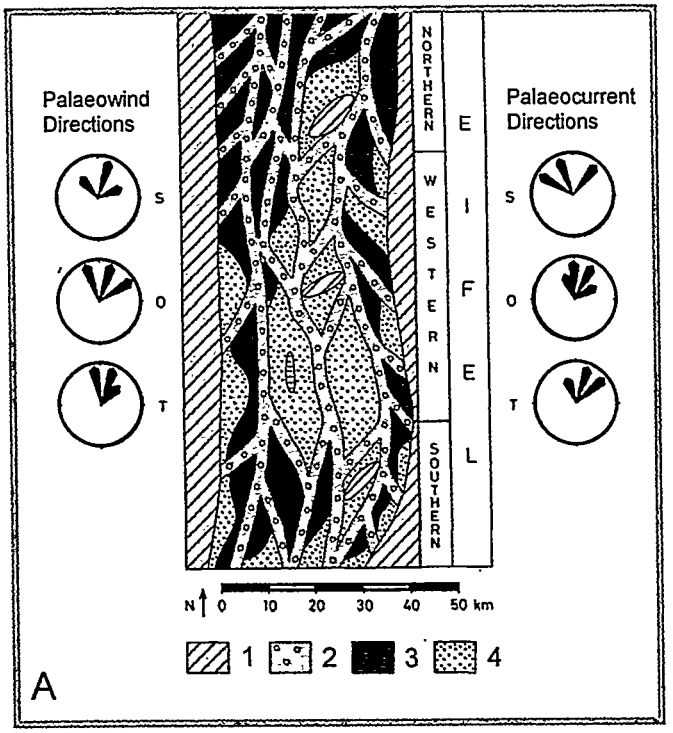


Abb. 3.41
Verändert und ergänzt nach Mader (1982) und Mader (1983a)

Legende zu B:

1 Devon
2 Fluviatile Sedimente
3 Lakustrine Sedimente
4 Äolische Sedimente

Legende zu A:

1 Konglomerate
2 Kiesige Point-bar Sedimente
3 Sandige Fluviatile Sedimente
4 Äolische Dünensedimente
5 Äolische Sedimente mit zwischengeschalteten lakustrinen oder Interdune-Ablagerungen
6 Lakustrine oder Floodplain-Sedimente

Geologische Karte:

Violett: Buntsandstein
Grau: Jüngere oder Ältere Schichten

3.9.6 Helsby Formation, (Untere Trias); Chesire Basin, England

3.9.6.1 Einleitung

Die Helsby Formation (in älteren Publikationen "Keuper Sandstone") mit einer Mächtigkeit von 20-250 m ist ein Teil des oberen New Red Sandstone der Englischen Midlands und wird aufgrund lithologischer Korrelationen in die Untere Trias gestellt. Das Chesire Basin ist ein weiteres schmales, durch Störungen begrenztes Becken im nördlichen Vorland des variskischen Gebirges (Chadwick, 1986); seine Position in der Trias lag bei ca. 20° N (Clemmensen et al., 1994). Das Chesire Basin war während der unteren Trias zumindest zeitweise mit dem größeren Midlands Basin verbunden (Abb. 3.42), was zu einem verstärkten fluviatilen Sedimenttransport vor allem aus Süden führte (Oxnevad, 1991).

3.9.6.2 Beschreibung und Interpretation

Die Helsby Formation wird in drei Member unterteilt; das untere besteht aus fluviatilen und äolischen Sedimenten, das mittlere wird von fluviatilen Ablagerungen dominiert und im oberen Member herrschen äolische Sedimente vor (Thompson, 1970). Clemmensen et al. (1994) stellen in einem 80 m abdeckenden Profil den Aufbau der beiden untersten Member der Helsby Formation dar; das Profil wurde im zentralen Teil des Chesire Basin aufgenommen. Es zeigt sich eine Wechselfolge von 4-10 m mächtigen fluviatilen Sedimenten mit äolischen Schichten, deren Mächtigkeit von 4-9 m variiert. Die grobkörnigen fluviatilen Sandsteine sind nicht näher beschrieben, es scheint sich aber um Ablagerungen eines braided river Systems zu handeln. Die äolischen Ablagerungen werden von Clemmensen et al. (1994) als Relikte transversaler oder barchanoider Dünen angesehen. Intern bestehen sie überwiegend aus grainflow- und Windrippel Sedimenten. Von den fluviatilen Sanden werden sie durch Flächen getrennt, die von Clemmensen et a. (1994) als Überflutungsflächen angesehen werden.

Im nordwestlichen Teil des Chesire Basins wurden von Thompson (1969) detaillierte Aufschlußstudien an der obersten Untereinheit der Helsby Formation durchgeführt. Das Frodsham Member besteht in den untersuchten Aufschlüssen nahezu ausschließlich aus äolischen Sedimenten, die von Thompson (1969) als Ablagerungen "domförmiger" Dünen interpretiert wurden.

Solche Dünen entstehen nach McKee (1979) durch partielle Denudation transversaler Dünenformen während extremer Stürme. Ein detailliertes Profil, das ungefähr parallel zu Transportrichtung der Sande aufgenommen wurde (Abb. 3.42) zeigt weit durchhaltende Leeblätter, die hauptsächlich Grainflow- und Windrippel Sedimente voneinander abgrenzen (Thompson, 1969).

Neben den Dünensedimenten werden von Thompson (1969) noch strukturlose, wellig laminierte oder Rippelmarken aufweisende Siltsteine sowie Tonsteine erwähnt; sie werden vom vorgenannten Autor nicht weitergehend interpretiert. Aufgrund ihrer weiten lateralen Ausdehnung (s. Abb. 3.42) und sedimentologischer Charakteristika handelt es sich hierbei vermutlich um ausgedehnte wet interdune Ablagerungen, die sich in zeitweilig überfluteten Depressionen bildeten. Für eine zeitweilige (fluviatile) Überflutung des Dünengürtels spricht auch die in Abb. 3.42 bei ca. 1150 Fuß zu erkennende Deformation der Leeblätter einer Düne.

3.9.6.3 Eignung als Aufschlußanalog

Über die heutige Aufschlußsituation des Frodsham Member konnten in der Literatur keine Angaben gefunden werden. Da aber kontinuierliche, über einen Kilometer lange, Aufschlüsse äolischer Sedimente in Mitteleuropa nicht häufig sind und in der Literatur auch keine Fotografien der Aufschlüsse vorhanden sind, steht zu befürchten, daß sich die Aufschlußsituation drastisch verschlechtert hat. Aufgrund der Lage der Aufschlüsse innerhalb einer Ortschaft in unmittelbarer Nähe von Liverpool wäre dies auch zu erwarten. So ist trotz hinlänglicher Übereinstimmung übergeordneter Kontrollfaktoren vermutlich keine Eignung als Aufschlußanalog im Sinne der hier vorliegenden Fragestellung gegeben.

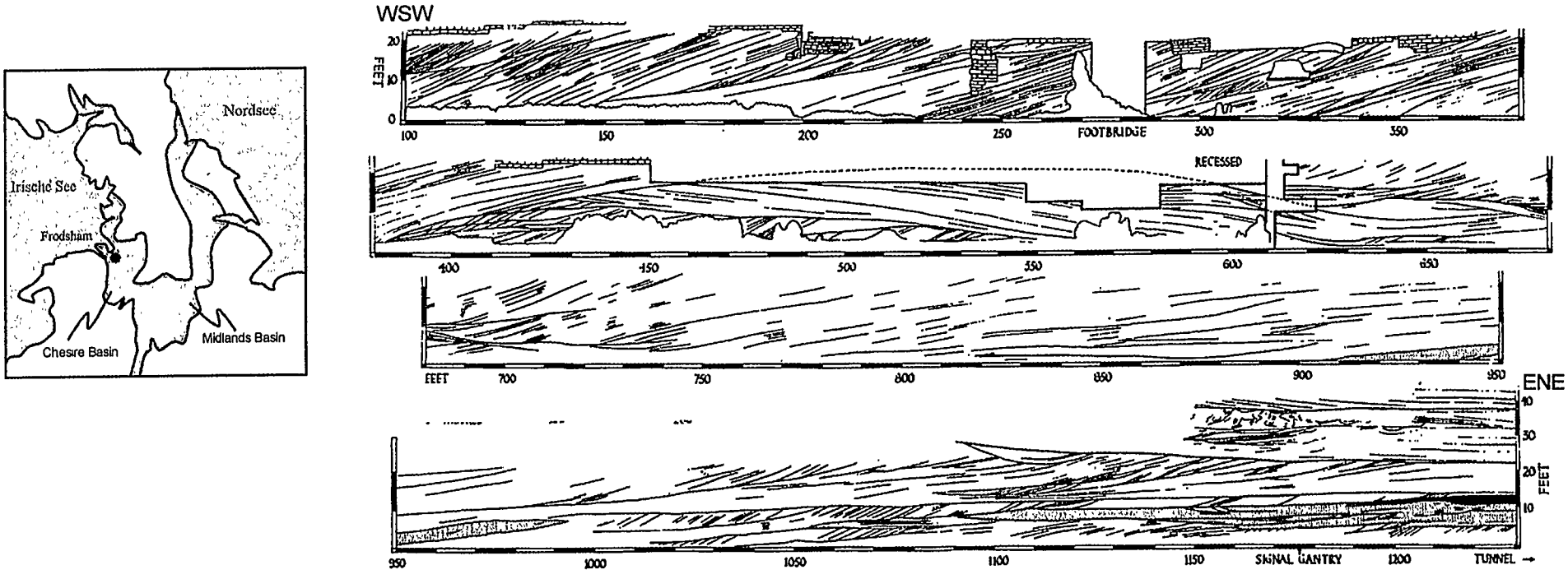
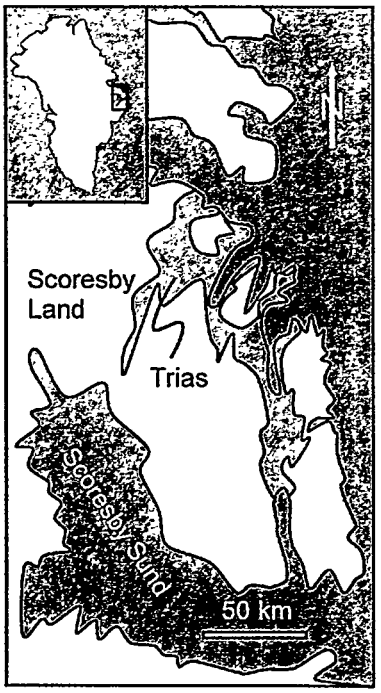


Abb. 3.42: Nicht überhöhtes Profil des "Frodsham Member" (Helsby Formation); Eisenbahnanschnitt in Frodsham, England.
Signaturen: Orange = überwiegend strukturloser oder wellig geschichteter Siltstein; schwarz = Tonstein. Ergänzt nach Thompson (1969)

3.9.7 Gipsdalen Formation (Mitteltrias), Scoresby Land, Ost-Grönland

3.9.7.1 Einleitung



Triassische Sedimente sind in einem ca. 200 km langen Streifen an der Ostküste Grönlands aufgeschlossen (Abb.). Während der Trias lag der Bereich des Scoresby Land etwa bei 30° nördlicher Breite; besonders an der Westseite des Grönländisch-Norwegischen Riftsystems hatten sich kleinere Gräben und Halbgräben gebildet (Ziegler, 1990), die verschiedene kontinentale Sedimente aufnahmen. In den Zeitraum Anis-Ladin fallen die Schichten der Gipsdalen Formation, die in Kollendalen und Kap Seaford Member unterteilt werden (Clemmensen, 1978). Beide Member dokumentieren den Übergang von "alluvial fan" Sedimenten am Beckenrand zu Evaporiten eines Playa-Sees im Beckenzentrum (Clemmensen, 1979).

Abb. 3.43: Vorkommen triassischer Schichten entlang der ostgrönlandischen Küste. Ergänzt nach Clemmensen, (1978).

3.9.7.2 Beschreibung und Interpretation

Das basale Kollendalen Member erreicht eine Mächtigkeit von bis zu 50 m und besteht nach Clemmensen (1978) an seiner Basis überwiegend aus eng miteinander verzahnten Konglomeraten (alluvial fan- und Schichtflut-Sedimenten) und schräggeschichtetem Fein- Mittelsand (äolische Dünen). Die einzelnen Einheiten besitzen Mächtigkeiten von jeweils ca. 50 cm. Zum Top hin nehmen äolische Sande zu; ihre Schrägschichtungssets sind um die 3 m mächtig (Abb. 3.44). Aufgrund der räumlichen Verteilung des Einfallens der Leeblätter schloß Clemmensen (1978) auf barchanoide Transversaldünen als überwiegenden Formtypus. Bei den vereinzelt auftretenden horizontal geschichteten äolischen Sanden scheint es sich um Interdune-Ablagerungen zu handeln. Im oberen Teil kommen zusätzlich strukturlose oder Rippelmarken aufweisende Feinsandsteine hinzu, die häufig kleinere Gipsknollen und untergeordnet dünne Tonbänke enthalten. Von Clemmensen (1978, 1979) werden diese Schichten als randliche Ablagerungen eines Playa-Sees interpretiert.

Insgesamt repräsentiert das Kollendalen Member das initiale Ausgleichsstadium des Beckens mit beginnender Denudation der Beckenränder (Clemmensen, 1978)..

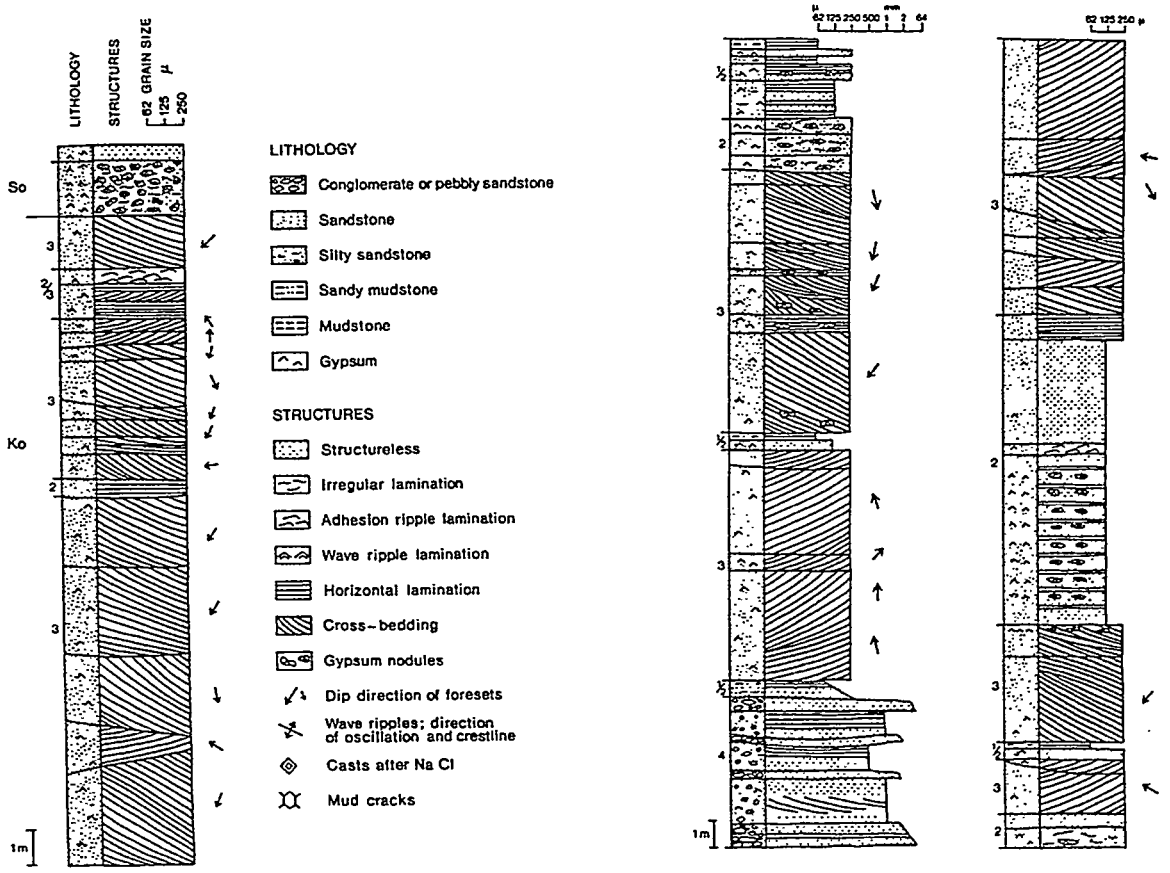


Abb. 3.44: Profile des unteren (rechte Säulen) und oberen Teils (linke Säule) des Kollendalen Member. Aus Clemmensen (1978).

Im bis zu 180 m mächtige Kap Seaford Member tritt die äolische Sedimentation zurück; hier dominieren feinklastische und teilweise gipsführende Sedimente, die als Ablagerungen aus ufernahen Bereichen eines Playasees interpretiert werden (Clemmensen, 1978). Neben den schon erwähnten, Rippelmarken aufweisenden, Feinsanden treten häufig bis zu 2 m mächtige Tonsteinhorizonte auf, die teilweise Halit-Pseudomorphosen enthalten. Die Anordnung der einzelnen Bausteine zeigt ein zyklisches Muster; idealerweise besteht ein solcher Zyklus (vom Liegenden zum Hangenden) aus: Schräggeschichtetem Sandstein (äolische Düne) - strukturlosem Sandstein (Rand des Playa-Sees) - dünne, Rippelmarken aufweisende Sand- und Tonsteinbänke (Rand des Playa-Sees) und laminiertem Tonstein (See-Sedimente). Die Mächtigkeit dieser Zyklen beträgt einige Meter.

Als wichtigster Steuerungsfaktor für diese Zyklizität werden von Clemmensen (1978) Klimaschwankungen angenommen. Ein weiterer Hinweis auf saisonale Klimaänderungen sind die aus den äolischen Sandsteinen abgeleiteten Transportrichtungen, die deutliche Bimodalität aufweisen. Neben den zu erwartenden nordöstlichen Richtungen (Passatwind) tritt noch eine zweite, südwestliche Richtung deutlich hervor, die von Clemmensen (1978) als Anzeichen für ein monsunales Zirkulisationssystem gewertet wird.

3.9.7.3 Eignung als Auschlußanalog

Obwohl die Rahmenbedingungen - soweit es die Dokumentationslage zuläßt - eine gute Übereinstimmung mit denen des Norddeutschen Oberrotliegend aufweisen, und die dokumentierten Lithofaziesbereiche ebenfalls mit denen des Oberrotliegend konform sind, scheint die Gipsdalen Formation als Aufschlußanalog nicht geeignet. Ein Grund dafür ist, daß die Dokumentation im Schrifttum zu ungenügend ist, und eine eigene, weitergehende, Untersuchung nicht ratsam erscheint. Dies vor allem deshalb, weil wegen der extremen klimatischen und geographischen Verhältnisse der logistische und personelle Aufwand sehr hoch ausfallen würde. Die relativ geringe Mächtigkeit der äolischen Sedimente zeigt außerdem, daß trotz der guten Übereinstimmung der Rahmenbedingungen einige Faktoren fehlten (synsedimentäre Tektonik ?), die im Norddeutschen Rotliegend mitverantwortlich für die Erhaltung deutlich mächtigerer Körper war.

3.9.8 Zitierte Literatur

Brookfield, M. E. (1989): Rotliegendes Desert Sedimentation in Scotland. Z. geol. Wiss., **17**(3): 205-241.

Brookfield, M. E. (1980): Permian intermontane basin sedimentation in southern Scotland. Sedimentary Geology, **27**: 167-194.

Brookfield, M. E. (1979): Anatomy of a Lower Permian aeolian sandstone complex, Southern Scotland. Scott. J. Geol., **15**(2): 81-96.

Clemmensen, L. B. (1978): Alternating aeolian, sabkha and shallow-lake deposits from the Middle Triassic Gipsdalen Formation, Scoresby Land, East Greenland. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **24**: 111-135.

Clemmensen, L. B. (1979): Triassic lacustrine red-beds and paleoclimate: The "Buntsandstein" of Helgoland and the Malmros Klint Member of East Greenland. Geologische Rundschau, **68**: 748-774.

Clemmensen, L. B., Oxnevad, I. E. I. & de Boer, P. L. (1994): Climatic controls on ancient desert sedimentation; some late Paleozoic and Mesozoic examples from NW Europe and the Western Interior of the USA. Special Publication of the International Association of Sedimentologists, **19**: 439-457.

Chadwick, R. A. (1986): Extension tectonics in the Wessex Basin, Southern England. J. Geol. Soc. London, **143**: 465-488.

Davies, G. R., (1997): Aeolian sedimentation and bypass, Triassic of Western Canada. Bulletin of Canadian Petroleum Geology, **45**: 624-642.

Ellenberg, J., Falk, F., Grumbt, E., Lützner, H. & Ludwig, A. O. (1976): Sedimentation des höheren Unterperm der Flechtinger Scholle. Z. geol. Wiss., **4**: 705-737.

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.

Hoth, K., Huebscher, H.-D., Korich, D., Gabriel, W. & Enderlein, F. (1993): Die Lithostratigraphie der permobarbonischen Effusiva im Zentralabschnitt der Mitteleuropäischen Senke - Der permokarbonische Vulkanismus im Zentralabschnitt der Mitteleuropäischen Senke. Geologisches Jahrbuch, Reihe A, **131**: 179-196.

Kleditzsch, O. & Kurze, M. (1993): Ergebnisse petrographischer Untersuchungen an Sandsteinen des tieferen Oberrotliegenden im Raum Altmark/Westmecklenburg. Geologisches Jahrbuch. Reihe A, **131**: 141-178.

Laming, D. J. C. (1966): Imbrication, paleocurrents and other sedimentary features in the lower New Red Sandstone, Devonshire, England. Journal of Sedimentary Petrology, **36**: 940-959.

Mader, D. (1980): Äolische und fluviatile Sedimentation im Mittleren Buntsandstein der Westeifel; Eolian and fluvial sedimentation in the middle Bunter of Western Eifel, Germany. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie. Abhandlungen, **160**: 1-41.

Mader, D. (1982): Aeolian sands in continental red beds of the middle Buntsandstein (Lower Triassic) at the western margin of the German Basin. Sedimentary Geology, **31**: 191-230.

Mader, D. (1983a): Aeolische und fluviatile Sedimentation im Mittleren Buntsandstein der Nordeifel; Eolian and fluviatile sedimentation in the middle Bunter of northern Eifel. Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen, **165**: 254-302.

Mader, D. (1983b): Aeolian sands terminating an evolution of fluvial depositional environment in middle Buntsandstein (Lower Triassic) of the Eifel, Federal Republic Germany. In: Developments in Sedimentology, **38**: 583-612. Elsevier Sci. Publ. Co., Amsterdam.

Mader, D & Laming, D. J. C. (1985): Braidplain and alluvial-fan environmental history and climatological evolution controlling origin and destruction of eolian dune fields and governing overprinting of sand seas and river plains by calcrete in the Permian and Triassic of South Devon (England). In: Aspects of fluvial sedimentation in the Lower Triassic Buntsandstein of Europe (Hrsg. von Mader, D.); Lecture notes in earth sciences, **4**: 519-528. Springer-Verlag, Berlin

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. Sedimentary Geology, **43**: 85-218.

McKee, E. D. (1979): Ancient Sandstones considered to be eolian. In: McKee, E. D. (Hrsg.) A study of global sand seas, USGS Professional Paper, **1052**: 187-238.

Oxnevad, I. E. I. (1991): Eolian and mixed eolian-aqueous sedimentation in modern and ancient sub-tropical desert basins. examples from the Sahara and the Permo-triassic of NW-Europe. Unveröff. Dissertation; Bergens University, Bergen, Norwegen [Seitenzahl nicht bekannt, Originalarbeit konnte nicht beschafft werden; zitiert nach Clemmensen et al. (1994)]

Schneider, J. & Gebhardt, U. (1993): Litho- und Biofaziesmuster in intra- und extramontanen Senken des Rotliegend (Perm, Nord- und Ostdeutschland). Geologisches Jahrbuch. Reihe A, **131**: 57-98.

Schreiber, A. (1960): Das Rotliegende des Flechtinger Höhenzuges. Freiberger Forsch.-H., **82**: 132 S.

Sneh, A. (1988): Permian Dune Patterns in Northwestern Europe Challenged. J. Sed. Petrology, **58**: 44-51.

Thompson, D. B. (1969): Dome-shaped aeolian dunes in the Frodsham Member of the so-called "Keuper" Sandstone Formation (Scythian -? Anisian) at Frodsham, Chesire (England). Sedimentary Geology, **3**: 263-289.

Thompson, D. B. (1970): The Stratigraphy of the so-called Keuper Sandstone Formation (Scythian -? Anisian) in the Permo-Triassic Chesire Basin. Q. J. Geol. Soc. London, **126**: 151-181.

Ziegler, P. A. (1990): Geological Atlas of Western and Central Europe. Geological Society Publishing House, Avon, UK.

3.10 Als Aufschlußanalog ungeeignete Abfolgen

Im Verlauf der Literaturrecherche wurden zwangsläufig auch Abfolgen bearbeitet, bei welchen sich später eine mangelhafte Eignung als Aufschlußanalog herausstellte. Da sich unter diesen Formationen auch einige mit relativ hohem Bekanntheitsgrad befinden, sollen diese hier kurz angerissen werden.

Darüber hinaus wurden einige Formationen nicht detaillierter dargestellt, weil andere Abfolgen gleichen Typs besser dokumentiert sind. Dies betrifft Ablagerungen des Nordamerikanischen Kratons, da sich dort die paläogeographischen Rahmenbedingungen nur langsam und großflächig änderten, was zu einer Reihe äquivalenter Abfolgen führte, die regional unterschiedliche Bezeichnungen tragen. In solchen Fällen wurden nur die am besten dokumentierten und zugänglichen Beispiele genauer dargestellt; die Äquivalente dieser Einheiten werden hier kurz angerissen.

3.10.1 Tensleep Formation (Pennsylvanian); Wyoming, USA

Die Tensleep Formation und ihre zeitgleichen Äquivalente (Caspar- und Minnelusa Formation) ist eine in Zentral- und Ost-Wyoming weit verbreitete Einheit. Die Tensleep Formation besteht im basalen Teil aus einer Wechselfolge flach- und randmariner Karbonate mit äolischen Sedimenten eines küstennahen Ergs; der obere Teil wird nahezu ausschließlich von äolischen Sedimenten aufgebaut. Der Tensleep Sandstone ist, wie viele andere Nordamerikanische Äolianite auch, durch seine Position am Rand eines relativ stabilen Kratons geprägt (Kerr & Dott, 1988).

Da der Tensleep Sandstone in einer Reihe von Ölfeldern den wichtigsten Speicherhorizont darstellt, existieren Untersuchungen, die sich mit den Reservoireigenschaften dieses Äolianites beschäftigen (Akhtar, 1991; Faqira, 1991 und Tanean, 1991). Der Tensleep Sandstone ist gut aufgeschlossen; die meisten dieser Aufschlüsse befinden sich jedoch in den recht unwegsamen Canyons der Gebirgszüge der Zentralen Rocky Mountains. Die geeignetsten Aufschlüsse liegen darüber hinaus auf dem Gebiet einer Reservation und sind somit praktisch unzugänglich. Diese Gründe mögen ausschlaggebend dafür sein, daß keine Studien der Architekturelemente des Tensleep Sandstone vorliegen. Da auch weder die Faziesarchitektur des Tensleep Sandstone, noch seine Rahmenbedingungen mit denen des Norddeutschen Oberrotliegend übereinstimmen, wurde er nicht im Detail dargestellt.

3.10.2 White Rim Sandstone (Perm); Colorado Plateau, USA

Der White Rim Sandstone ist das küstennahe Äquivalent des Cedar Mesa Sandstone der Cutler Group, von dem er nur durch eher unklare Definitionen abgegrenzt ist. Nach Chan (1989) lassen sich folgende Faziesbereiche innerhalb des White Rim Sandstone unterscheiden:

a) Sand Sheet Fazies. Diese Fazies besteht aus Windrippel-Schichten und grobkörnigen "lags", die planare, lateral weit durchhaltende, 6-15 m mächtige Körper bilden.
b) Sabkha Fazies. In diesem Faziesbereich dominieren Algenlaminite und unregelmäßig laminierte, kalkig zementierte Sandsteine. Es wurden keine Angaben über die Geometrie dieser Einheit gefunden.
c) Dünenfazies. Diese Fazies macht mit 80% den bei weitem größten Teil des White Rim Sandstone aus. Die Dünensedimente bestehen überwiegend aus Ablagerungen transversaler Dünen.

Eines der wichtigsten Mankos des White Rim Sandstone geht schon aus der Bezeichnung dieses stratigraphischen Intervalls hervor; nämlich die Eigenschaft, sehr steile Aufschlüsse zu formen. Diese Eigenschaft erwies sich als hinderlich bei der detaillierten Bearbeitung und ist einer der Gründe für die relativ geringe Dokumentationsdichte (gemessen an den Standards des Colorado-Plateaus). Diese nur geringe Dokumentation ist um so erstaunlicher, wenn man bedenkt, daß der White Rim Sandstone die größten Teersand-Ablagerungen der Vereinigten Staaten beinhaltet (Baars & Seager, 1970). Da der White Rim Sandstone darüber hinaus stratigraphisch uneindeutig abgegrenzt ist und lateral und vertikal (im Liegenden) in den Cedar Mesa Sandstone der Cutler Group übergeht (Kamola & Chan, 1980), der in Kap. 3.4 beschrieben ist, wurde auf eine eigenständige Darstellung verzichtet.

3.10.3 Kreuznacher Sandstein (Rotliegend); Saar-Nahe Becken und Wittlicher Senke

Der Kreuznacher Sandstein ist eine stratigraphische Einheit der intermontanen Permbecken Westdeutschlands. Aufgeschlossen ist er im Saar-Nahe Becken und der Wittlicher Senke. Die Frage, ob der Kreuznacher Sandstein fluviatilen oder äolischen Ursprungs ist, wurde längere Zeit diskutiert (z. B. Sneh & Binot, 1982; Strack & Stapf, 1980). Diese Diskussionen beruhten oft auf Erkennungskriterien für äolische Sedimente (z. B. großformatige Schrägschichtung und petrographische Kennwerte), die in jüngerer Zeit als nicht geeignet erkannt und durch verläßlichere Kennzeichen ersetzt wurden. Es kann davon ausgegangen werden, daß ein großer Teil des Kreuznacher Sandstein äolischen Ursprungs ist (z. B. Sneh 1988).

Obwohl also im Kreuznacher Sandstein und zeitgleichen stratigraphischen Einheiten eine Interaktion von fluviatilen mit äolischen Sedimenten vorhanden ist, ist er als Aufschlußanalog nicht geeignet. Der Grund dafür sind die schlechten Aufschlußverhältnisse; weiter durchhaltende Aufschlüsse beschränken sich neben größtenteils verfüllten Steinbrüchen auf einen Autobahn- (Wittlicher Senke) oder Bahnanschnitt (Saar-Nahe Becken).

3.10.4 Mahadeva Formation (Trias); Bihar, Indien

Die Mahadeva Formation ist eine der wenigen dokumentierten äolischen Abfolgen Gondwanas. Diese, ca. 300 m mächtige stratigraphische Einheit wurden während der Trias in einem kleinen, ungefähr 270 km² umfassenden, Becken (Auranga Basin) abgelagert und besteht aus Dünen- und Wadi-Sedimenten (Sen & Sinha, 1985). Das Auranga Basin war während der Trias durch aktive Störungszonen von einem Hochgebiet abgegrenzt.

Trotz der Übereinstimmung wichtiger Lithofaziestypen (Wadi- und Dünensedimente) ist die Mahadeva Formation nicht als Aufschlußanalog für das Norddeutsche Oberrotliegend geeignet. Die Gründe dafür sind zum einen die ungenügende Dokumentation und die daraus entstehende Notwendigkeit umfangreicher Untersuchungen und zum anderen die geographische Lage der Einheit. Hier sind es zum einen die schwierigen infrastrukturellen Bedingungen und zum anderen die neuerdings oftmals unruhige politische Lage, die einer weiteren Bearbeitung im Wege stehen.

3.10.5 Mittlerer Buntsandstein (Trias); Helgoland

Neben den in Kap. 3.9.4 aufgeführten äolischen Sedimenten im Mittleren Buntsandstein der Eifel wurden auch aus Helgoland äolische Sedimente gleichen Alters beschrieben (Clemmensen, 1979; Clemmensen et al., 1994). Es handelt sich um dünne Sandsteinhorizonte, die von Clemmensen et al. (1994) als Sandsheets interpretiert werden. Der überwiegende Teil des Mittleren Buntsandstein auf Helgoland besteht aus mehr oder weniger regelmäßig geschichteten, oft Rippelmarken aufweisenden, Silt-und Tonsteinen. Diese werden überwiegend einem lakustrinen Milieu zugeordnet (Clemmensen, 1979).

Neben der nur eingeschränkten Übereinstimmung der vorkommenden Lithofaziestypen spricht die nur eingeschränkte Zugänglichkeit der Aufschlüsse gegen eine Eignung als Aufschlußanalog. Die Aufschlüsse stehen als Natur- und Vogelschutzgebiet unter besonderer Beobachtung der Meeresbiologischen Station des Senckenberg Institutes und sind nur nach Absprache mit Genehmigung zugänglich.

3.10.6 Zitierte Literatur

Arnold, K. J. (1994): Origin and distribution of aeolian sandstones in the Triassic Charlie Lake Formation, northeastern British Columbia. Unveröff. M. S. Thesis, University of Alberta, Edmonton, AB, Canada, 337 S.

Akhtar, M. K. (1991): Diagenesis of the Pennsylvanian Tensleep Sandstone and its control over reservoir quality, South Casper Creek Oilfield, Natrona County, Wyoming. Unveröff. M. S. Thesis, Colorado School of Mines, Golden, CO, United States.

Baars, D. L. & Seager, W. R. (1970): Stratigraphic control of petroleum in White Rim sandstone (Permian) in and near Canyonlands, National Park, Utah. The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, **54**: 709-718.

Chan, M. A. (1989): Erg margin of the Permian White Rim Sandstone, SE Utah. Sedimentology, **36**: 235-251.

Clemmensen, L. B. (1979): Triassic lacustrine red-beds and paleoclimate: The "Buntsandstein" of Helgoland and the Malmros Klint Member of East Greenland. Geologische Rundschau, **68**: 748-774.

Clemmensen, L. B., Oxnevad, I. E. I. & de Boer, P. L. (1994): Climatic controls on ancient desert sedimentation; some late Paleozoic and Mesozoic examples from NW Europe and the Western Interior of the USA. Special Publication of the International Association of Sedimentologists, **19**: 439-457.

Faqira, M. I. (1991): An integrated study of porosity distribution in the upper Tensleep Formation, Natrona County, Wyoming. Unveröff. M. S. Thesis, Colorado School of Mines, Golden, CO, United States, 202 S.

Kamola, D. L. & Chan, M. A. (1988): Coastal dune facies, Permian Cutler Formation (White Rim Sandstone), Capitol Reef National Park area, southern Utah. Sedimentary Geology, **56**: 341-356.

Kerr, D. R., & Dott, R. H. (1988): Eolian dune types preserved in the Tensleep Sandstone (Pennsylvanian-Permian), north-central Wyoming. Sedimentary Geology, **56**: 383-402.

Lindquist, S. J. (1988): Practical characterization of eolian reservoirs for development; Nugget Sandstone, Utah-Wyoming thrust belt. Sedimentary Geology, **56**: 315-339.

Picard, M. D. (1993): The early Mesozoic history of Wyoming. In: *Geology of Wyoming*, (Hrsg. von A. W. Snoke, J. R. Steidtmann and S. M. Roberts); Memoir - Geological Survey of Wyoming, **5**: 210-248. Geological Survey of Wyoming, Laramie, WY, United States.

Schotton, F. W. (1937): The Lower Bunter Sandstones of North Worcestershire and east Shropshire. Geol. Mag., **74**: 534-553.

Sen, D. P. & Sinha, T. C. (1985): Triassic Aeolian Sedimentation in the Auranga Gondwana Basin, Bihar, India. Sedimentary Geology, **43**: 277-300.

Sneh, A. (1988): Permian Dune Patterns in Northwestern Europe Challenged. J. Sed. Petrology, **58**: 44-51.

Sneh, A. & Binot, F. (1982): Interpretation of the depositional environment of Upper Rotliegend red beds in the Wittlich Basin (W. Germany). Mainzer Geowissenschaftliche Mitteilungen, **11**: 207-216.

Steidtmann, J. R. (1977): Stratigraphic analysis of the Navajo Sandstone; a discussion. Journal of Sedimentary Petrology, **47**: 484-489.

Strack, D. & Stapf, K. R. G. (1980): Ist des Kreuznacher Sandstein des Rotliegenden äolisch oder fluviatil entstanden?. Geologische Rundschau, **69**: 892-921.

Tanean, H. (1991): Multiscale reservoir characteristics of the Tensleep Formation, South Casper Creek Field, Natrona County, Wyoming. Colorado School of Mines, Golden, CO, United States.

3.11 Zusammenfassung und Ausblick

Der Wert eines Aufschlußanalogs hängt von der Fragestellung ab, auf die es angewendet wird. Im einfachsten Fall kann es eine Interpretationshilfe für kleinmaßstäbliche Vorgänge sein, welche hilft, die begrenzten Daten aus Kernmaterial und geophysikalischen Messungen richtig einzuordnen. Für diesen Zweck eines Aufschlußanaloges (sprich: Exkursion) eignen sich nahezu alle vorgestellten Analoge. Die Qualität der Aufschlüsse ist nicht vorrangig - solange der Aufschluß deutlich breiter ist als ein Bohrkern - entscheidend ist deshalb die räumliche Nähe. Aus dem Inventar der zu Verfügung stehenden Aufschlußanaloge eignen sich neben den verschiedenen permischen Einheiten der Britischen Inseln (Kap. 3.3, 3.9.2, 3.9.3, 3.9.4) auch die relativ schlecht aufgeschlossenen permotriassischen Sedimente Deutschlands (z. B. Sedimente des Saar-Nahe Beckens, der Wittlicher Senke, oder auch die Ablagerungen der Saale Senke und des Werra Beckens).

Anders sind die Prioritäten bei Aufschlußanalogen zu setzen, die zur Verdeutlichung großmaßstäblicher Zusammenhänge dienen sollen. Hier kommt es neben der Übereinstimmung relevanter Rahmenbedingungen auf die Qualität der Aufschlußverhältnisse an. Unter diesem Gesichtspunkt betrachtet, sind vor allem zwei Aufschlußanaloge besonders geeignet: Der permische Cedar Mesa Sandstone (Colorado Plateau, USA; Kap. 3.4) und der Corrie Sandstone (Isle of Arran, Schottland; Kap. 3.3) gleichen Alters. Der Cedar Mesa Sandstone ist vergleichsweise gut dokumentiert; jedoch fehlt auch hier, wie in allen anderen Fällen auch, eine statistische Aufbereitung der Geländedaten, so daß die Literaturdaten zur Konstruktion geostatistischer Modelle nicht ausreichend sind. Beide Einheiten (Cedar Mesa und Corrie Sandstone) wären gut für eine Industrie-initierte, weitergehende Untersuchung geeignet ("Phase 2", vgl. Vorschläge RWE/DEA vom 01. 10. 1996 und Preussag Energie GmbH vom 03. 06. 1997: Detailaufnahme und petrophysikalische Beprobung eines ausgesuchten Reservoir-Analogs als Datenbasis zur Steuerung geostatistischer Modelle). Der Vorteil des Corrie Sandstone läge in der sehr guten Übereinstimmung der wichtigsten Kontrollfaktoren mit denen des Norddeutschen Rotliegend; Nachteile ergeben sich möglicherweise durch die Aufschlußverhältnisse (Kap. 3.3).

Beim Cedar Mesa Sandstone liegen Pro und Kontra genau umgekehrt. Es ist bekannt, daß in jüngster Zeit sowohl Elf Aquitaine als auch Amoco an der Untersuchung des Cedar Mesa Sandstone arbeiten. Das Ziel dieser Arbeiten ist es, eine Datengrundlage zur Erstellung geostatistischer Modelle zu schaffen. Daher besteht die Möglichkeit, daß sich durch (begrenzte) Publikation von Ergebnissen dieser Arbeiten auch neue Entscheidungshilfen ergeben.

In einer Position zwischen den beiden vorgenannten Kategorien finden sich die permischen Sedimente des Flechtinger Höhenzuges. Die maximal zugängliche laterale Ausdehnung der Aufschlüsse ist zu gering, um Geländedaten für Korrelationen und Modelle im "inter-well" Maßstab zu gewinnen. Auf der anderen Seite stehen die Vorteile der räumlichen und geologischen Nähe zu den Zielobjekten; ferner sind die Aufschlußverhältnisse durch zahlreiche Steinbrüche besser als es bei vielen Sedimenten der intermontanen Becken (z. B. Saar-Nahe Trog oder Saale-Senke) der Fall ist. Da die (mir) vorliegenden Arbeiten zur Faziesarchitektur z. T. als veraltet anzusehen sind, ist eine detaillierte Untersuchung von Faziesarchitektur und Sedimentologie der Ablagerungen des Oberrotliegend II anzuraten. Zusammen mit geophysikalischen Aufschlußmessungen können so wichtige Hinweise zur Interpretation von Ablagerungsgeschehen und Faziesarchitektur der Sedimente des Norddeutschen Permbeckens gewonnen werden.

Auch die anderen, nicht besonders erwähnten potentiellen Analoge dienen einem wichtigen, bislang nicht erwähnten Zweck: Sie zeigen ein Spektrum geologisch realistischer Möglichkeiten und Modelle auf. Dies betrifft sowohl die mögliche Faziesarchitektur, als auch die Ansätze, die zu ihrer Strukturierung dienen. Hier scheint besonders der jurassische Page Sandstone (Arizona, USA; Kap. 3.8) erwähnenswert. Der Ansatz einer genetischen, teilweise prädiktiven Stratigraphie könnte auch bei den äolischen Sedimenten am Südrand des Norddeutschen Rotliegend erfolgversprechend sein. Im letzten Fall sind es zwar keine marinen maximum flooding surfaces, welche die Gliederung ermöglichen können, doch sollten die zahlreichen "Transgressionen" des zentralen Playa-Sees diesem Zweck dienen können (vgl. auch Gast, 1993[10]). Mit einer Gliederung in einzelne genetische Einheiten, die durch flooding und super surfaces eingegrenzt sind, wäre eine wichtiges Gerüst zur Integration anderer Beobachtungen geschaffen.

[10] Gast, R. E. (1993): Sequenzanalyse von äolischen Abfolgen im Rotliegenden und deren Verzahnung mit Küstensedimenten. Geologisches Jahrbuch, Reihe A: **131**: 117-139.

Weitere DGMK-Forschungsberichte aus dem Fachbereich Aufsuchung und Gewinnung zum Themenkreis „Explorationsgeologie“
(DGMK-Reports concerning „Exploration Geology“)

384-1 Fazies und Genese von Kohlenflözen im nordwestdeutschen Oberkarbon
(Facies and Genesis of Upper Carboniferous Coal Seams from Northwest Germany)
Autor: Dr. K. Strehlau, 1988
380 S., 172 Abb., 39 Tab., 15 Bilder DM 86,--

384-2 Faziesanalyse der Essener Schichten in der Bohrung Bergbossendorf 1
(Westfal B1, nördliches Ruhrgebiet)
(Facies Analysis of the Essener Schichten at Boring Bergbossendorf 1)
(Westphalian B1, Northern Ruhrgebiet)
Autor: E. David, 1989
86 S., 14 Abb., 6 Tab., 10 Bilder DM 60,--

384-3 Sedimentologie und Beckenanalyse im Westfal C und D des nordwestdeutschen Oberkarbons
(Sedimentology and Basin Analysis in the Westphalian C and D of the NW-German Carboniferous)
Autor: Dr. Frank David, 1990
270 S., 108 Abb., 27 Tab., 10 Bilder DM 70,--

384-4 Sedimentologie und Klimaentwicklung im Westfal C/D und Stefan des nordwestdeutschen Oberkarbon-Beckens
(Sedimentology and Climate-Evolution in the Westphalian C/D and Stephanian of the NW-German Upper Carboniferous Basin)
Autor: Dr. V. Selter, 1990
311 S., 38 Abb., 10 Tab., 16 Bilder DM 80,--

384-5 Sedimentologie des Oberkarbons in Nordwest-Deutschland
(Sedimentology of the Upper Carboniferous of NW-Germany)
Autor: Dr. B. Jankowski, 1991
317 S., 38 Abb., 12 Tab., ISBN 3-928164-04-X DM 110,--

384-6 Faziesentwicklung von flözleeren zum flözführenden Oberkarbon (Namur B-C) im südlichen Ruhrgebiet
(Development of Sedimentary Facies in the Transition of Coal Seam Free to Coal Seam Bearing Upper Carboniferous (Namur B-C) of the Southern Ruhr Area)
Autor: Dr. Th. Kraft, 1992
146 S., 50 Abb., 3 Tab., ISBN 3-928164-36-8 DM 50,--

384-7 Petrographie und Diagenese von Sandsteinen im Nordwestdeutschen Oberkarbon
(Petrography and Diagenesis of Upper Carboniferous Sandstones from Northwest Germany)
Autor: Dr. B. Sedat, 1992
143 S., 29 Abb., 18 Tab., ISBN 3-928164-37-6 DM 80,--

384-8 Zur Liefergebietsfrage der Sandsteine des Nordwestdeutschen Oberkarbons
(Sources of the Upper Carboniferous Sandstones in North-West Germany)
Autor: Dr. F. Frank, 1992
167 S., 69 Abb., 12 Tab., ISBN 3-928164-38-4 DM 100,--

406 Faziesdiagnose und Paläoenvironment des Sannois-Fischschiefers
(Alpines Molassebecken, Bayern, Süddeutschland)
(Facies and Paläoenvironment of the Sannois-Fischschiefer -
North Alpine Molasse Basin, Bavaria, South Germany)
Autor: Dr. J. Gerhard, 1988
191 S., 18 Tab., 58 Abb. DM 64,--

468 Der tiefere Untergrund des nordwestdeutschen Beckens:
Sedimentologie - Tektonik - Kohlenwasserstoffe
(The deaper Subsoil of the North West German Basin:
Sedimentology - Textonics - Hydrocarbons
Beiträge der DGG/DGMK-Gemeinschaftstagung Braunschweig
Autor: Prof. Dr. G. Dohr et al., 1989
388 S., 164 Abb., 9 Tab., ISBN 3-928164-09-0 DM 140,--

406-2 Faziesanalyse und Muttergesteinscharakterisierung des Lias Delta
und EPSILON der Westmolasse [Süddeutschland]
(Facies Analysis and Characterization of Source Rocks of the
Lias Delta and EPSILON [Western Apline Molasse Basis, South Germany])
Autor: T. Schweiger, 1990
118 S., 24 Abb., 21 Tab., 14 Bilder DM 40,--

459-2 Absenkungsgeschichte und Kohlenwasserstoffbildung im Oberkarbon des
westlichen Emslandes - Eine Simulationsstudie
(Burial History and Genesis of Hydrocarbons in the Upper Carboniferous,
Western Emsland - A Simulation Study)
Autor: R. Littke et al., 1993
114 S., 77 Abb., 8 Tab., ISBN 3-928164-56-2 DM 100,--

459-3/1 Stratigraphie des Oberkarbons: Untersuchung der Makrofloren
(Stratigraphy of the Upper Carboniferous: Investigation of the Fossil Plants)
Autor: K.-H. Josten, 1995
239 S., 2 Tab., ISBN 3-928264-89-9 DM 150,--

483 Gas Sealing Efficiency of Cap Rocks
Autor: Prof. Dr. D. Leythaeuser et al., 1997
174 S., 7 Tab., 73 Abb., 1 Anhang, ISBN 3-931850-29-3 DM 200,--

433 Das Kohlenwasserstoff-Potential des Präwestfals im norddeutschen Becken
- Eine Synthese -
(The HC Potential of pre-Westphalian sediments in the North German Basin
- A Synthesis -)
Autoren: Dr. P. Gerling et al., 1999
107 S., 7 Tab., 42 Abb., 1 Anhang, ISBN 3-931850-61-7 EUR 100,--

Die Preise verstehen sich zzgl. gesetzl. Mehrwertsteuer
DGMK-Mitglieder zahlen den halben Preis