

**Fazies und Sequenzstratigraphie: Das
Staßfurtkarbonat (Ca₂) am nördlichen Beckenrand
des südlichen Zechsteinbeckens (NE-Deutschland)**

Inaugural-Disseration
zur
Erlangung des Doktorgrades
der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Universität zu Köln

vorgelegt von
Rene Kaiser
aus Gera

2001

Inhaltsverzeichnis

Danksagung

Kurzfassung/Abstract

1. Einleitung	1
1.1 Zielsetzung	2
1.2 Geologischer Überblick	4
1.2.1 Lage des Arbeitsgebietes und geologische Entwicklung	4
1.3 Stratigraphische Übersicht	6
1.4 Stand der Forschung	8
2. Methodik	11
2.1 Sedimentologische Untersuchungen	11
2.2 Geochemische Untersuchungen	11
3. Faziesanalyse	14
3.1 Lithofazies und Ablagerungsraum des Werraanhydrites (A1)	14
3.2 Lithofazies und Ablagerungsraum des Staßfurtkarbonates (Ca2)	19
3.2.1 Sabhka	21
3.2.2 Lagoon	22
3.2.3 Back-Bar	23
3.2.4 Bar	25
3.2.5 Upper Slope	28
3.2.6 Middle Slope	29
3.2.7 Lower Slope	30
3.2.8 Basin	31
3.2.9 Turbiditische Intervalle in den Hangablagerungen	32
4. Faziesarchitektur	37
4.1 Ca2-Plattform	37
4.2 Ca2-Hang- und Becken	44

5. Sequenzstratigraphie	50
5.1 Sequenzstratigraphischer Überblick im Zechstein und im Ca2	53
5.2 Zyklen der Ca2-Plattform	54
5.2.1 Shallowing-upward Zyklen (HST)	54
5.2.1.1 Subtidale Zyklen	55
5.2.1.2 Peritidale Zyklen	57
5.2.1.3 Lagunäre Zyklen	59
5.2.2 Deepening-upward Zyklen (TST)	60
5.2.3 Zyklengrenzen	61
5.2.3.1 Subaerische Expositionsflächen	62
5.2.3.2 Hiaten	64
5.3 Sequenzarchitektur	66
5.3.1 Zechsteinsequenz 3 (ZS3)	69
5.3.1.1 Zechsteinsequenzgrenze 3 (ZSB3)	69
5.3.1.2 A1-LSW	70
5.3.1.3 Ca2-TST	71
5.3.1.3.1 Ca2-TST am A1-Plattformhang	71
5.3.1.3.2 Ca2-TST auf der A1-Plattform	76
5.3.1.4 Ca2-HST	77
5.3.1.4.1 Ca2-HST auf der Plattform	77
5.3.1.4.2 Ca2-HST am Plattformhang	83
5.3.2 Zechsteinsequenz 4 (ZS4)	85
5.3.2.1 Zechsteinsequenzgrenze 4 (ZSB4)	85
5.3.2.2 Ca2/A2 LSW	86
5.3.2.3 Ca2/A2 TST	87
6. Geochemische Untersuchungen	89
6.1 Einleitung	89
6.2 Ergebnisse	90

7. Steuerungsfaktoren der Sequenzen dritter und höherer Ordnung	100
7.1 Eustatische Prozesse	100
7.2 Tektonische Prozesse	107
7.3 Autozyklische Prozesse	111
8. Sedimentationsentwicklung am NE Beckenrand	115
9. Diskussion	124
9.1 Plattform- und Beckenarchitektur vs Sequenzarchitektur	124
9.2 Vergleich zwischen Nordrand und Südrand des südlichen Zechsteinbeckens	128
9.3 Relative Meeresspiegelkurve des Zechsteins	132
10. Zusammenfassung	136
11. Inhaltsverzeichnis	142

Erklärung

Danksagung

Herrn Prof. Dr. W. Ricken und Frau Dr. S. Noeth bin ich für die Vergabe, Betreuung und vielfältige Unterstützung der vorliegenden Arbeit zu großem Dank verpflichtet. Herrn Prof. Dr. K. Krumsiek möchte ich für sein Interesse an meiner Arbeit und die freundliche Übernahme des Korreferats danken.

Die vorliegende Arbeit entstand im Rahmen eines DFG Bündelantrages zur DEKORP 200 Trasse (Deutsches Kontinentales Reflexionsseismisches Programm). Bei Herrn Prof. U. Bayer und Frau Dr. M. Scheck vom Geoforschungszentrum Potsdam (GFZ) bedanke ich mich für die Projekt-Koordination und Vermittlung zwischen der Industrie und dem Geologischen Institut der Universität zu Köln. Zu großem Dank bin ich Dr. S. Schretzenmayr, Dr. J. Piske und Dr. R. Klöckner von der Erdöl-Erdgas GmbH verpflichtet. Mit deren Hilfe und Einsatzbereitschaft war es mir möglich, umfangreiches Kernmaterial im Kernlager Salzwedel zu begutachten und zu bearbeiten. Besonders möchte ich mich bei Herrn R. Gießel und seinen Mitarbeitern von der Gießel & Söhne GmbH bedanken, die mir bei Transport- Umlagerungs- und Sägearbeiten hilfreich zur Seite standen.

Bei Dr. W. von Bülow und seinen Mitarbeitern möchte ich mich für seine große Hilfsbereitschaft und sein unbürokratisches Entgegenkommen bedanken, längere Zeit im Kernlager des Geologischen Landesamtes Mecklenburg-Vorpommern Bohrkerne im großem Umfang aufzunehmen. Prof. Dr. J. Paul von der Universität Göttingen bin ich dankbar, daß er es möglich machte, die wenigen Zechsteinaufschlüsse im Harz mit mir zu begutachten und wichtige Hinweise für die Herangehensweise fazieller und sequenzstratigraphischer Problemstellungen im Zechstein zu geben.

Zum Schluß möchte ich bei meinen Eltern und meinem Bruder für die fortwährende moralische Unterstützung bei der Anfertigung der Arbeit bedanken.

Kurzzusammenfassung

Das Untersuchungsgebiet befindet sich am Nordrand des südlichen Zechsteinbeckens (NE-Deutschland) und streicht entlang einer altangelegten NW-SE streichenden Störungszone (Stralsund-Störung). Auf Grundlage einer detaillierten lithofaziellen Kernaufnahme erfolgte für das Staßfurtkarbonat (Ca₂) eine Zuordnung zu den jeweiligen Faziestypen- und zonen. Die Lithofaziestypen der Ca₂-Plattform sind in kleine Verflachungszyklen (shallowing-upward cycles) und Vertiefungszyklen (deepening-upward cycles) arrangiert.

Am NE Beckenrand bauen zwei Sequenzen dritter Ordnung (ZS3 und ZS4) die Ablagerungen des Ca₂ und des unter- und überlagernden Weeraanhydrites (A1) bzw. Basalanhydrites (A2) auf. Die ZS3 wird an der Basis, am Top der A1-Plattform und des obersten A1-Plattformhanges, durch eine mächtige Verkarstungsfläche begrenzt (ZSB3). Im A1-Hang und Becken wird der Beginn der ZS3 durch umgelagerte A1-Anhydrite dokumentiert (A1-LSW). Der Ca₂-TST wird aus sechs, dem Weeraanhydrit (A1) auflagernden Kleinzyklen (Zyklen 1-6, 5th order?) aufgebaut. Fünf transgressive Zyklen, bestehend aus einer Evaporit/Karbonatabfolge, konnten in den Ablagerungen des obersten A1-Plattformhanges nachgewiesen werden, wobei der fünfte transgressive Kleinzyklus mit der Überflutung der A1-Plattform korreliert werden kann. Der Ca₂-TST auf der A1-Plattform setzt sich aus zwei geringmächtigen deepening-upward Zyklen zusammen (Zyklen 5-6, 5th order?), die Bestandteil eines größeren deepening-upward Zyklus sind („large scale cycle deepening-upward cycle“, 4th order?). Die Ablagerungen des Ca₂-HST setzen sich auf der Ca₂-Plattform aus 4 shallowing-upward Zyklen (Zyklen 7-10; 5th order) zusammen, die Bestandteil zweier größer shallowing-upward Zyklen sind („large scale shallowing-upward cycles“, 4th order) und am Top durch eine deutliche Verkarstungsfläche begrenzt werden (ZSB4). Die Festlegung der Grenze zwischen Ca₂-TST und Ca₂-HST (mfs) in Ablagerungen des oberen, mittleren und unteren Ca₂-Hanges erfolgt mit Beginn der Einschaltung grobklastisch-mittelkörniger Turbidite („highstand shedding“). Auf der verkarsteten und subaerisch beeinflussten Sequenzgrenze (ZSB4) liegen nodulare Anhydrite („chicken-wire anhydrites“) und stromatolitische Lagen mit geringmächtigen grainstones Einschaltungen des basalen A2 auf, die Ablagerungen des A2-LSW der ZS4 entsprechen und mit den umgelagerten Karbonaten am obersten Ca₂-Plattformhang korreliert werden können (Ca₂-LSW). Bitumenreiche wackestones am unmittelbaren Ca₂-Plattformrand und bitumenreiche Lagen am Top der oberen, mittleren und unteren Hangprofile reflektieren den TST der ZS4.

Die Dominanz glacio-eustatischer Meeresspiegelschwankungen am Aufbau der Groß- und Kleinzyklen (4th to 5th order) spiegelt sich in der exzellenten lateralen und vertikalen Korrelation der Ca₂-HST-Kleinzyklen über eine Entfernung mehr als 100 km auf der Ca₂-Plattform wider. Zum Großteil unterschiedliche Mächtigkeiten der Klein- und Großzyklen im Ca₂-TST/HST auf der Plattform, das Fehlen der lateralen Verfolgbarkeit von Kleinzyklen und Sequenzgrenzen gleicher fazieller Ausbildung über größere Entfernungen, fehlende thickening- und thinning-upward Tendenzen im Ca₂-HST auf der Plattform und differenzierte Aggradations/Progradationsmuster im Ca₂-HST deuten darauf hin, daß neben glacio-eustatischen Meeresspiegelschwankungen subsidenzielle und autozyklische Prozesse am NE Beckenrand großen Einfluß auf die Ausbildung der Sequenzen dritter und höherer Ordnung haben.

Abstract

The study area is located on the northern platform margin of the Southern Permian Zechstein basin in NE-Germany. The margin is parallel to a NW-SE trending fault zone (Strahlsund-Fault) which influences the sequence stratigraphic architecture. Based on a detailed facies analysis of cores from the Stassfurt Carbonate (Ca2) various facies types and facies zones were differentiated. The lithofacies types on the carbonate Ca2-platform are arranged in small scale shallowing-upward and deepening-upward cycles, and their spatial geometric distribution enables a correlation with third order sequences and their respective systems tracts (LST, TST, HST). Along the north eastern basin margin the Ca2 deposits comprise two third order sequences (ZS3 and ZS4), as well as the underlying Werra Anhydrite (A1) and the overlying Basal Anhydrite (A2).

The ZS3 is characterized by a thick karstified surface (ZSB3) at the base on the top of the A1-platform and on the upper platform slope. Along the A1 slope and in the basin the ZS3 base is documented by reworked A1 anhydrites (A1-LSW). The Ca2-TST consists of six small scale cycles (Cycles 1-6, 5th order?), which overlie the Werra Anhydrite (A1). Five transgressive cycles that represent evaporite/carbonate succession are indicative of the deposits of the A1-platform slope (upper platform slope?). Of these, the fifth transgressive small scale cycle can be correlated with the flooding of the A1 platform. The Ca2-TST on the A1 platform comprises two thin deepening-up cycles (cycles 5-6, 5th order?), that are part of a larger scale deepening-up cycle, 4th order?). The deposits of the Ca2-HST on the Ca2-platform are made up of four shallowing-upward cycles (Cycles 7-10, 5th order), which are themselves part of two large scale shallowing-upward cycles, 4th order). A prominent karstification surface defines the top (ZSB4). In deposits of the upper, middle and lower Ca2 slope the boundary between the Ca2-TST and HST (mfs) is defined by coarse to medium grained turbidites, e.g. by highstand shedding. The ZSB4 sequence boundary is represented by a karstification surface and thus a subaerial exposure surface with nodular chicken-wire anhydrites and stromatolithic layers with intercalated thin grainstones of the basal A2. The latter can be correlated with deposits of the A2-LSW of the ZS4 and the reworked carbonates of the upper Ca2 platform slope carbonates (Ca2-LSW). Bitumen rich wackestones in direct proximity of the Ca2 platform rim and bitumen rich layers at the top of the upper, middle and lower slope profiles represent the TST of the ZS3.

The excellent lateral and vertical correlation of the Ca2-HST small scale cycles over a distance of more than 100 km on the Ca2 platform reflects the dominating control of glacio-eustatic sea-level changes. On the other hand there are some indications that autocyclic processes and differential subsidence also played a major role during the development of the third and higher order sequences on the platform. Some prominent indicators are varying thicknesses of the small scale and large scale Ca2-TST/HST on the platform and not clearly defined thickening- and thinning-upwards tendencies in the Ca2-HST, as well as differentiated aggradational and progradational patterns. Furthermore, there is no large spatial continuity of small scale cycles and sequence boundaries of the same facies type on the platform.

1. Einleitung

Karbonat-Evaporitabfolgen bilden in der Zeitgeschichte mächtige Sedimentationsareale aus, die neben rohstoffrelevanten Aspekten (Kohlenwasserstoffexploration etc.) eine Vielzahl wichtiger Informationen hinsichtlich paläoklimatischer- und paläogeographischer Proxis enthalten. Hervorragende Beispiele mit mächtigen Karbonat-Evaporitabfolgen innerhalb intrakratonischer Teilbecken sind aus dem Silur des Michigan und Williston Beckens, dem Oberkarbon des Paradox Beckens, den permischen Ablagerungen des Delaware und des Zechstein Beckens und im oberen Miozän des Mittelmeeres beschrieben.

Mit Hilfe eines sequenzstratigraphischen Modells ist es uns erlaubt, eine relativ einfache Erklärung für das zeitgleiche Auftreten mächtiger Karbonat- und Evaporitkomplexe in abgeschlossenen Teilbecken zu geben (z.B. spätes Perm, Delaware und Zechstein Becken). Obwohl eustatische Meeresspiegelschwankungen ein wesentlicher Faktor bei der Entstehung der Sequenzen sind, sollte man vorsichtig in der Formulierung sein, daß alleine Meeresspiegelschwankungen verantwortlich sind für die Ausbildung und Abfolge der Karbonat- und Evaporitsequenzen. Der Meeresspiegel kontrolliert die karbonatisch-evaporitischen Ablagerungen nur dann, wenn es zur vollständigen Verbindung zwischen Ozean und Becken kommt. In den meisten dieser intrakratonischen Teilbecken ist dies nicht der Fall und mächtige Beckenevaporite wurden vor allem in vom Ozean abgeschlossenen Teilbecken gebildet. Innerhalb dieser Becken werden die evaporitischen Ablagerungen vorrangig durch die Rate der Evaporation und den Verlust hochsalinärer Lösungen im Verhältnis zur Wasserzufuhr in Kombination mit der Verweilungsdauer der salinaren Lösungen im Becken kontrolliert; Faktoren die nicht direkt durch den Meeresspiegel beeinflußt werden.

Das Zechsteinbecken ist in eine Vielzahl, durch Barrieren getrennte kleinere Teilbecken unterteilt. Die unterschiedliche topographische Anlage der Teilbecken, tektonische und klimatische Differenzierungen innerhalb des Zechsteinbeckens und sehr schnelle Sedimentationsraten der Evaporite führen zu veränderten Salinitäten, Temperaturen und Strömungsmustern des Wasserkörper innerhalb der einzelnen Teilbecken und reagieren somit sehr sensibel auf das Ausbildungsmuster der Karbonate und der Evaporite.

Somit ist es nur all zu verständlich, daß es infolge der verschiedenen Teilbecken kein einheitliches sequenzstratigraphisches Modell für die Karbonat- und Evaporitabfolgen gibt, sondern daß Paläotopographie, Salinitäten, Tektonik und Klima die einzelnen Ablagerungen im sequenzstratigraphischen Kontext beeinflussen und zu mehr oder weniger starken Differenzierungen führen. Neben dem Fehlen einer biostratigraphischen Kontrolle - hervorgerufen durch das lebensfeindliche Milieu - erschweren Lösungserscheinungen von unterlagernden Salzen -syn- oder postsedimentärer Art bzw. diagenetische Gefügezerstörungen und die synchrone als auch diachrone zeitliche Bildung von Evaporiten und Karbonaten zu verschiedenen Zeiten eine Interpretation der Karbonat- und Evaporitsequenzen.

1.1 Zielsetzung

Bis Mitte der 80er Jahre haben sich zahlreiche Arbeiten mit der Sedimentation und Diagenese von karbonatischen und evaporitischen Faziesystemen innerhalb verschiedener Teilbecken des Zechsteinbeckens beschäftigt. Sie haben eine große Fülle an Daten zur Fazies- und Mächtigkeitsentwicklung, Paläogeographie und zur Entwicklung diagenetischer Modelle geliefert, die überwiegend für erdölgeologische Fragestellungen herangezogen worden sind. Grundlage aller bisherigen Arbeiten im Zechstein war die Interpretation der Ergebnisse innerhalb eines lithostratigraphischen Modelles, das auf einer klassischen Karbonat-Evaporit Abfolge innerhalb des Beckenzentrum beruht („Eindampfungsszyklus“; Richter-Bernburg 1955; Smith et al. 1974). Mit der Schaffung sequenzstratigraphischer Grundlagen Ende der 80er Jahre und Anfang der 90er Jahre wurde es möglich, in Ablagerungen mit fehlender biostratigraphischer Kontrolle regional Beckenablagerungen mit zeitgleichen Hang- und Plattformablagerungen zu korrelieren und sie mit anderen Karbonat- und Evaporitsequenzen in Bezug zu den mit relativen Meeresspiegeländerungen verknüpften Akkommodationspotential zu vergleichen. Entgegen des konventionellen lithostratigraphischen Modelles ist die Abgrenzung der Einheiten nicht von der Ausscheidungsfolge der Karbonate und Evaporite in Abhängigkeit von Veränderungen in der Salinität abhängig, sondern wird durch relative Meeresspiegelschwankungen geschaffene Sequenzgrenzen bestimmt.

Im Rahmen des DEKORP 2000 Projektes soll mit Hilfe von ausgewählten Profilen des Staßfurtkarbonats (Ca2) und der zum Teil mit durchteuften Bereiche des Werraanhydrites (A1) und Basalanhydrites (A2), am NE Beckenrand des südlichen Zechsteinbeckens aus Bereichen der Plattform, des Plattformhanges und des Beckens auf Grundlage einer detaillierten Faziesaufnahme ein sequenzstratigraphisches Modell für das Ca2 entwickelt werden.

Die Basis bildete die Interpretation der jeweiligen Lithofaziestypen, eine Rekonstruktion des Ablagerungsmilieus und der Versuch einer Rekonstruktion der sedimentologischen und faziellen Entwicklung des Ca2 im Arbeitsgebiet. Somit sollten mit Hilfe der verschiedenen Lithofaziesmuster stratigraphische Prozesse, wie Aggradation, Retrogradation und Progradation sedimentär abgeleitet werden, so daß eine gezielte Zuordnung zu Systemtrakten innerhalb der Meeresspiegelkurve dritter Ordnung ermöglicht wird. Schwerpunkt in der sequenzstratigraphischen Analyse war die Erfassung hochfrequenter Zyklen (Parasequenzen) auf der Plattform, deren Korrelation untereinander und deren räumlich-faziellen Positionierung innerhalb des jeweiligen Systemtraktes. Hierbei wurden Sequenzgrenzen und genetisch wichtige Flächen wie z.B. die Flächen maximaler Überflutung, sedimentologisch detailliert erfaßt.

Die Erstellung eines sequenzstratigraphischen Modells für das Ca2 am NE Beckenrand beinhaltet auch die Frage in wie fern eustatische und/oder klimatische und/oder tektonische Mechanismen die Zyklizität steuern, und ob eine Verkopplung des klastischen Inputs mit dem kontinentalen Ablagerungssystem besteht. Für eine Erfassung und Quantifizierung dieser Steuerungsfaktoren wurden Elementspektren (RFA-Suite) von ausgewählten Plattformprofilen ermittelt. Dünn- und Dickschliffe wurden hergestellt, um anhand von Porositätsveränderungen und Zementgenerationen offene Fragen zum Einfluß möglicher Oberflächenwässer und deren Verweildauer bzw. der Entstehung von transgressiven und regressiven Flächen bei der Ausbildung von Sequenzgrenzen innerhalb hochfrequenter Zyklen näher einzugrenzen.

1.2 Geologischer Überblick

1.2.1 Lage des Arbeitsgebietes und geologische Entwicklung

Das Arbeitsgebiet befindet sich am NE Beckenrand des südlichen Zechsteinbeckens (Abb. 1). Das Zechsteinbecken erstreckt sich von Nordost-England über die Nordsee, die Niederlande, Dänemark, Nord- und Mitteldeutschland bis nach Polen. Das Mittlere Nordsee-Hoch und das Ringköping-Fyn-Hoch trennen das nördliche und südliche Zechsteinbecken voneinander. Mehrere Nebenbecken säumen die Ränder der Hauptbecken. Im Norden verband eine schmale Wasserstraße das Zechsteinmeer mit dem arktischen Ozean. Die Verbindung mit dem arktischen Ozean wurde während des Zechsteins mehrfach unterbrochen und ermöglichte episodisch einen Zufluß von Meerwasser in das Becken. Im Südosten von Polen vermuten Peryt & Peryt (1977) eine zusätzliche Verbindung zur Tethys.

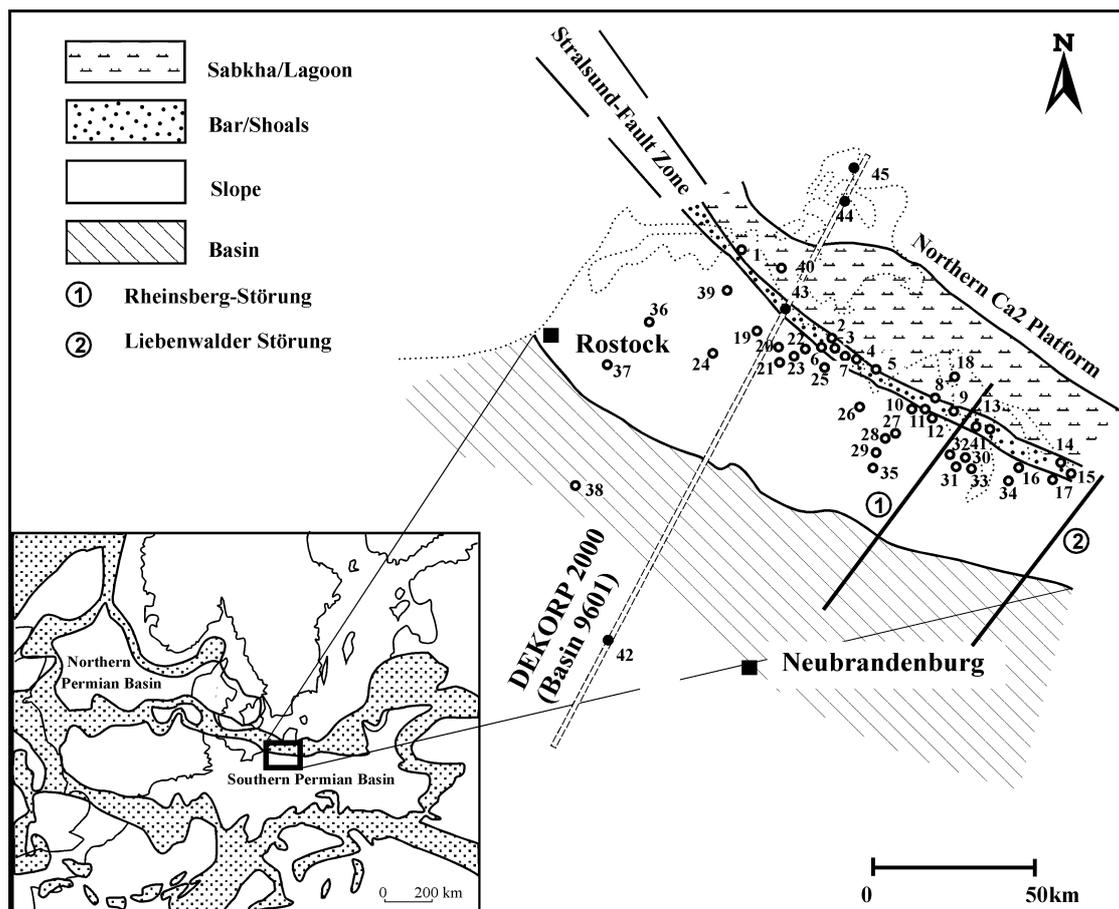


Abb. 1: Paläogeographische Karte des Arbeitsgebietes am NE Beckenrand des südlichen Zechsteinbeckens (Profile siehe Tab. 1 und Anhang). Die Profile mit den schwarzen Kreisen sind nicht aufgenommene Profile im unmittelbaren Bereich der DEKORP-Linie.

Die 41 bearbeiteten Profile (Tab. 1) liegen paläogeographisch auf der Plattform, auf den Plattformhang und im Becken und die Abfolge des Ca2 wurde zwischen 2000 und 3000 m durchteuft. Die Mächtigkeit des Ca2 variiert zwischen 2,5 m im Becken und 80 m auf der Plattform. Der Plattformrand streicht parallel einer nordwest-südost verlaufenden, altangelegten Störungszone (Stralsund-Störung), die einer horizontalen Blattverschiebung permokarbonischen Alters entspricht. Sie ist Bestandteil der Trans European Fault Zone (TEFZ, Abb. 1).

1	Stralsund 3	24	Grimmen 30
2	Greifswald 4	25	Gristow 7
3	Greifswald 3	26	Diedrichshagen 1
4	Greifswalder Bodden 1	27	Hohendorf 2
5	Wusterhuusen 2	28	Möckow 2
6	Gristow 6	29	Möckow 1
7	Greifswalder Bodden 2	30	Zemitz 1
8	Wolgast 7	31	Zemitz 3
9	Krummin 2	32	Zemitz 4
10	Wolgast 2	33	Lassan 1
11	Wolgast 6	34	Usedom 3
12	Wolgast 3	35	Friedland 2
13	Lütow 13	36	Tribsees 1
14	Heringsdorf 5	37	Rostock 2
15	Heringsdorf 6	38	Gransee 2
16	Bansin 2	39	Niepars 1
17	Heringsdorf 1	40	Ahr 1
18	Lubmin 3	41	Krummin 4
19	Reinikenhagen 54	42	Stavenhagen 1
20	Kirchdorf 2	43	Greifswald 1
21	Mesekehagen 2	44	Rügen 4
22	Gristow 5	45	Rügen 5
23	Gristow 4		

Tab. 1: Bearbeitete Profile am NE Beckenrand des südlichen Zechsteinbeckens. Die Profile 42-45 siehe Abb. 32.

Die Anlage des südlichen Zechsteinbeckens erfolgte im späten Karbon (Franke 1990), so daß ihr struktureller Bau durch kaledonische und variszische Strukturelemente geprägt ist. Die Entwicklung komplexer, konvergierender Störungssysteme innerhalb des variszischen Orogens im späten Karbon und frühen Perm führt zur Ausbildung eines differenzierten Subsidenzmusters an horizontalen Blattverschiebungsstörungen und zum subsequenten, riftgebundenen Vulkanismus an sich kreuzenden, vorwiegend NW-SE bzw. NE-SW streichenden Schwächezonen (Ziegler 1990).

Es entsteht das nördliche und südliche Zechsteinbecken mit einer Vielzahl NW-SE streichenden pull-apart Becken, die von paläogeographischen Hochlagen voneinander getrennt werden. Die Beckensubsidenz und damit die Schaffung von Akkommodationsraum im späten Perm ist vor allem auf eine thermische Abkühlung der Lithosphäre zurückzuführen (Lorenz & Nichols 1984; Van Wees et al. 1997). Neben der temperaturinduzierten Subsidenz sind krustale Ausdünnung in Kombination mit Konvergenzstörungen an tiefverwurzelten horizontalen Tiefenbrüchen parallel zur TEFZ verantwortlich für die Schaffung von Akkommodationsraum (Menning 1991; Van Wees 1996). Im Perm sind Mächtigkeits- und Faziesunterschiede möglicherweise an die fortwährende Aktivierung der TEFZ entlang des NW-SE streichenden Beckenrandes zurückzuführen (Kiersnowski et al. 1995). Durch das Abschmelzen der Gondwana Eiskappen im spätem Perm wird das Zechsteinbecken infolge einer Kombination aus Rifting und eustatischen Meeresspiegelanstieg in den sedimentären Ablagerungen beeinflusst (Smith 1970, 1979, 1980; Glennie & Buller 1983; Glennie 1990). In einzelnen Zechsteinablagerungen, im Kupferschiefer (T1: Gerlach & Knitzschke 1978; Paul 1982a, b), im Werrakarbonat (Ca1: Gerlach & Knitzschke 1978; Richter-Bernburg 1982; Pöhlig 1986; Paul 1985, 1986, 1991; Peryt 1986a, 1989) im Werraanhydrit (A1: Richter-Bernburg 1985, 1986; Pöhlig 1986; Taylor 1980; Peryt & Antonowicz 1990), im Staßfurtkarbonat (Ca2: Clark 1980a; Clark & Tallbacka 1980; Piske & Schretzenmayr 1984; Peryt 1986b; Peryt & Dyjaczynski 1991; Paul 1991; Strohmenger et al. 1993, 1996; Rasch & Zagorra 1993) und im Basalanhydrit (A2: Richter-Bernburg 1985, 1986) konnte der Einfluß relativer Meeresspiegelschwankungen auf die Sedimentation nachgewiesen werden.

1.3 Stratigraphische Übersicht

Das obere Perm des Deutschen Zechstein wird klassisch in vier evaporitische Hauptzyklen (Z1-Z4, Richter-Bernburg 1955a) und drei bis vier rudimentäre Zyklen (Z5-Z6: Käding 1978; Kulick & Paul 1987; Z7 und Z8?: Subkommission Perm-Trias, 1993; Kiersnowski et al. 1995) unterteilt. Die Zechsteinzyklen werden nach Menning (1995) in einer Zeitspanne von 7 Ma Jahren abgelagert (Abb. 2). Die Abschätzung der Zeitspanne für das Zechstein basiert auf magnetostratigraphische und geologische Techniken in Kombination mit Warvenauszählungen (Richter-Bernburg 1985, 1986) und palynologischen Daten (Visscher 1971).

Eine Alternative zur klassischen Unterteilung lieferte Tucker (1991) mit seiner Gliederung des Englischen Zechsteins in 7 Sequenzen dritter Ordnung (ZS1-ZS7), basierend auf sequenzstratigraphische Konzepte von Vail et al. (1977, 1987, 1991), Van Wagoner et al. (1987, 1988), Sarg (1988) und Haq (1991). Nach Strohmenger & Strauss (1996) und Strohmenger et al. (1996) ist dieses sequenzstratigraphische Konzept des Englischen Zechsteins nicht vollständig auf den Deutschen Zechstein übertragbar, da die Unterschiede hinsichtlich der verschiedenen Ablagerungsräume, der geometrischen Anlage und sedimentären Ausbildungen der lithologischen Einheiten zu groß sind. Entscheidend für ihre Modifikation zum Tucker'schen Modell ist die Aussage, daß Evaporite nicht gleichzeitig mit Ablagerungen des lowstand systems tracts (LST) und Karbonate mit dem transgressive system tract (TST) und highstand system tract (HST) postuliert werden können. Strohmenger et al. (1996) konnten durch den Nachweis von Verkarstungserscheinungen am Top des Werraanhydrites (A1) den Beweis dafür erbringen, daß entgegen des Tucker'schen Modells ein Großteil der auf der Plattform gebildeten Evaporite im HST entstanden sein muß. Sie unterteilen den Deutschen Zechstein basierend auf detaillierten lithologischen, pollenanalytischen und seismischen Untersuchungen in 8 Sequenzen (ZS1-ZS8, Abb. 3).

1.4 Stand der Forschung

Im vorigen Jahrhundert setzte mit der Entwicklung der Barren-Theorie (Ochsenius 1877) die Erforschungsgeschichte des Zechsteins ein. Die Arbeiten von Fulda (1935) und Richter-Bernburg (1955a, b; 1959) bilden die Grundlage unser heutigen Vorstellungen über Stratigraphie, Zyklizität und Paläogeographie des Zechsteins und über die saline Sedimentation ganz allgemein. Neben den stratigraphisch orientierten Arbeiten gewannen sedimentologische, petrographisch-mineralogische und geochemische Untersuchungen zur Fazies und Diagenese der Zechstein-Karbonate zunehmend an Bedeutung. Der Arbeit von Bausch & Wiontzek (1961) über den Hauptdolomit von Rehden folgen ausführliche Beschreibungen der Fazies und Diagenese des Ca₂ der nördlichen Hessischen Senke (Roehl 1963) und des Gebietes zwischen Weser und Ems (Quester 1964). Füchtbauer (1964, 1968, 1972) befaßte sich mit allen drei Karbonatserien des Zechsteins.

In der ehemaligen DDR beschäftigten sich Seidel (1961, 1965, 1974) mit der Stratigraphie des Zechsteins in Thüringen und Dittrich (1966) speziell mit den Rand- und Schwellenausbildungen des Zechsteins Südwest-Thüringens. Jankowski & Jung (1964) gliedern den Stinkschiefer im südöstlichen Harzvorland. Deubel (1954), Münzberger et al. (1966) und Rost (1975) führten fazielle Untersuchungen in Thüringen und am Nordrand des Zechsteinbeckens durch.

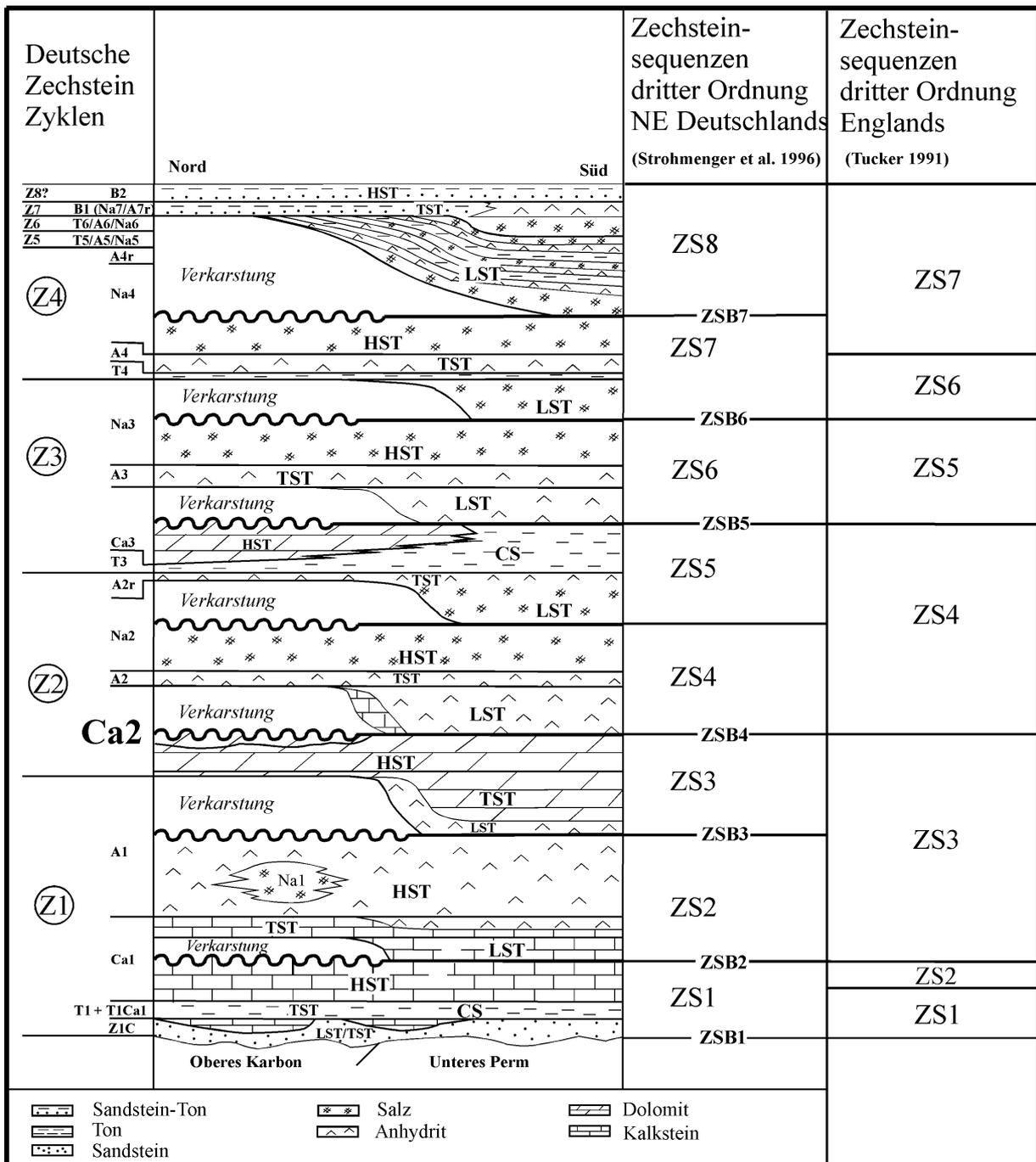


Abb. 3: Chronostratigraphie des Deutschen Zechsteins (Z1-Z4) und Gegenüberstellung der Ablagerungssequenzen des NE Deutschen Zechsteins (ZS1-ZS8 nach Strohmenger et al. 1996) und des Englischen Zechsteins (ZS1-ZS7 nach Tucker 1991).

Ziegenhardt (1974, 1975), Beer et al. (1977), Bleschert (1981) und Müller (1984) untersuchten die Genese von Erdöl- und Erdgas-Lagerstätten in Zechstein-Karbonaten auf dem Gebiet der ehemaligen DDR. Piske & Schretzenmayr (1984), Rasch & Zagorra (1992), Rasch et al. (1993) und Münzberger & Wirth (1995) beschrieben mehrere Sedimentationszyklen im Staßfurtkarbonat und beschäftigten sich mit den Paläostrukturen im basalen Zechstein des westlichen Nordostvorpommerns.

Durch die von Füchtbauer & Peryt (1980) herausgegebene Zechstein-Monographie wurden neue Ansätze für die Interpretation der faziellen und diagenetischen Entwicklung in die Diskussion eingeführt. So entwarf Clark (1980a) ein detailliertes Sedimentationsmodell für den Ca2 der Niederlande. Als erster entwickelte Clark (1980b) ein umfassendes Diagenesemodell für die Karbonate des Zechsteins in Nordwest-Europa. Peryt (1978) beschrieb die Mikrofazies des Ca2 in der vorsudetischen Monokline, (1981) die Entstehung der Zechstein-Dolomite und (1986) die Staßfurt-Karbonate in Nord-Polen. Clark & Tallbacka (1980) stellen die Zechstein-Ablagerungen im südlichen Dänemark dar. Smith (1981) faßt die Stratigraphie und Paläogeographie des Englischen Zechsteins zusammen. Das von Sannemann et al. (1978) erstmals für den norddeutschen Zechstein entwickelte Faziesmodell wurde durch die Arbeiten von Mausfeld (1987), Huttel (1989), Mausfeld & Zankl (1987), Mausfeld & Huttel (1991), Below (1992) verfeinert. Tucker (1991) bildete mit seinem sequenzstratigraphischen Modell für den Englische Zechstein die Grundlage für weitreichende neue sequenzstratigraphische Untersuchungen im südlichen Zechsteinbecken (Strohmenger et al. 1992, Strohmenger et al. 1993a, Strohmenger & Strauss 1996).

2. Methodik

2.1 Sedimentologische Untersuchungen

Die makroskopische Kernaufnahme der 41 Profile erfolgte an kalottierten Bohrkernen im Kernlager Salzwedel der Erdöl-Erdgas GmbH (siehe Tab. 1). Alle Bohrkernkerne wurden, soweit sie nicht schon kalottiert vorlagen oder durch starke Klüftung in ihrem natürlichen Verband zerstört, für eine optimale Kernaufnahme in vertikaler Richtung mit einer Diamantsäge ("Clipper major") getrennt. Dabei wurde eine ca. 1,5 cm dicke Scheibe vom Bohrkern abgeschnitten, um als Belegmaterial in den Kalotten zu verbleiben. Die Aufnahme der Bohrungen fand unter Berücksichtigung der sequenzstratigraphischen Fragestellung statt. Aus den 41 Bohrungen wurden 100 Proben zur Herstellung von An- und Dünnschliffen entnommen. Anschliffe dienten zur makroskopischen Ansprache der unterschiedlichen Lithofaziestypen und deren Internstrukturen sowie der fotografischen Dokumentation. Für die mikrofazielle Analyse wurden Dünnschliffe im Durchlichtmikroskop ausgewertet. Sie wurden zur Unterscheidung von Kalzit und Dolomit unter Berücksichtigung des Eisengehaltes mit Kalium-Hexacyanoferrat und Alizarin Rot S nach der Methode von Dickson (1966) angefärbt. Für die lithologische Beschreibung und Benennung der Karbonate wurde die Nomenklatur von Dunham (1962) benutzt. Die Beschreibung und lithofazielle Ausgliederung der Anhydrite erfolgte nach der Klassifikation von Richter-Bernburg (1985, 1986). Um genetische Aspekte der Anhydrite mit zu berücksichtigen wurden Klassifikationsschemata von Peryt et al. (1993) und Peryt (1994) hinzugezogen. Die Klassifikation der verschiedenen Porentypen erfolgte nach Choquette & Pray (1970).

2.2 Geochemische Untersuchungen

Zur Quantifizierung der unterschiedlichen Steuerungsfaktoren (Tektonik, Klima, Eustasie) wurden RFA- analytische Untersuchungen angewendet. Für die RFA-Analytik wurden die Konzentrationen der Hauptelemente Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, K, Na und P sowie der Spurenelemente Sc, V, Cr, Co, Nb, Mo, Ba, Th, U mit dem Sequenzröntgenspektrometer PW 2400 der Firma Philips an Schmelztabletten bestimmt. Die Tabletten wurden aus 600 mg Probenmaterial und 3,6 g Lithiumtetraborat hergestellt.

Als Oxidationsmittel wurde Ammoniumnitrat verwendet. Die Gesamtsummen der ermittelten Elementzusammensetzung lagen zum Großteil nicht im geforderten Toleranzbereich von $100 \pm 5\%$. Es mußte die Ursache hierfür gefunden werden, um reproduzierbare und vergleichbare Daten mit der RFA Analytik zu gewährleisten. Es stellte sich heraus, dass mit zunehmenden Anhydritgehalt die Gesamtsumme und der L.O.I (Loss of ignition) abnehmen. Für die Anwendung der RFA Untersuchungen mußte geklärt werden, inwieweit sich die Elementgehalte mit zunehmenden Anhydritgehalt verändern. Um diese Zusammenhänge zu erfassen, wurde eine Versuchsreihe mit fünf Tonproben mit jeweils unterschiedlichen Anhydritgehalten durchgeführt (5, 10, 20, 30%). Neben einem linearen Zusammenhang zwischen Elementgehalt und zunehmenden Anhydritgehalt ändern sich die Al-normierten Elementverhältnisse mit zunehmenden Anhydritgehalt nicht (Abb. 4).

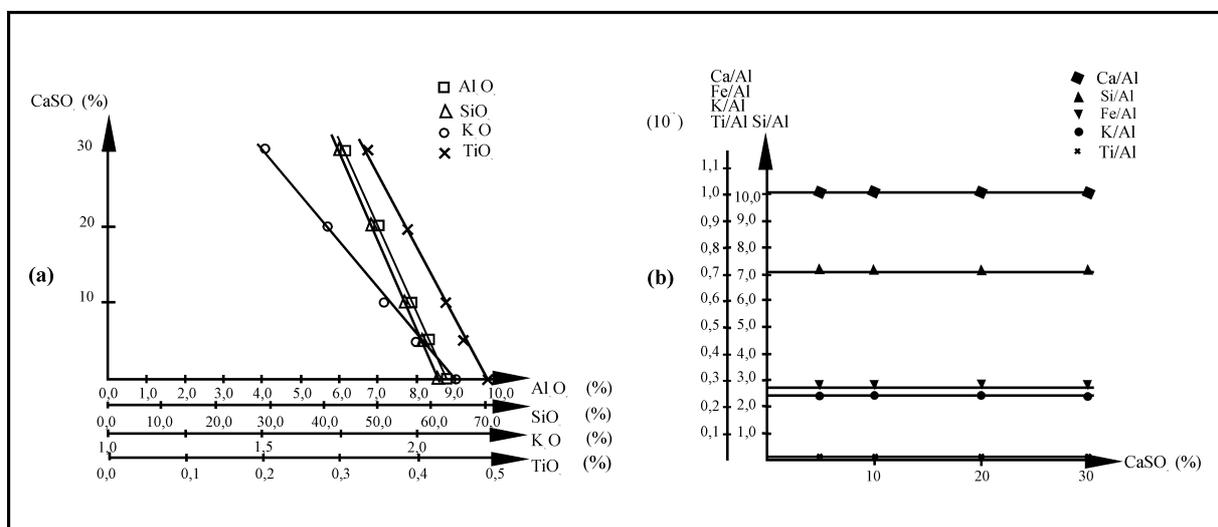


Abb. 4: Ermittelte Korrelationen zwischen Anhydrit und den wichtigsten Oxiden (a) und Al-normierte Elemente (b) aus einer Versuchsreihe. Dargestellt ist der lineare Zusammenhang zwischen Anhydrit und detritisch gebundenen Oxiden bzw. Al-normierten Elementen.

Das Element Schwefel stellt eine weitere Problematik im Rahmen der RFA-Analytik dar. Schwefel kann sowohl in sulfidischer Form (S^{2-}), als auch in oxidischer Form (z.B. SO_4^{2+}) gebunden sein. Da zur Herstellung der Gesteinstabletten das Probenmaterial geschmolzen wird, verflüchtigt sich ein Teil des sulfidischen Schwefels, während das Sulfat relativ stabil ist. Mit der RFA können zu dem nur niedrige SO_3 -Gehalte, zwischen 0,4 und 0,7% SO_3 erfaßt werden. Bei Sulfatgehalten bis zu 40% in einigen Bohrungen des Staßfurtkarbonats liegen die ermittelten SO_3 -Werte jenseits der Korrelationsgeraden. Aufgrund der o.g. Unsicherheiten, wird im Rahmen dieser Studie der Schwefelgehalt nicht mitberücksichtigt.

Die Ergebnisse der methodischen Untersuchungen erlauben es uns, aussagefähige RFA Untersuchungen im Staßfurtkarbonat (Ca₂) auch bei Proben mit hohen Anhydritgehalten durchzuführen. Aus der Differenz der Gesamtsumme zu 100% kann der SO₃-Gehalt ermittelt werden und der Anhydritgehalt läßt sich mit Hilfe der Molekulargewichte errechnen.

3. Faziesanalyse

Zum Verständnis der Ablagerungs- und Entwicklungsgeschichte der untersuchenden Einheiten (Ca2, (A1, A2)) ist es notwendig Faziestypen abzugrenzen, aus deren Strukturierung und Anordnung spezielle Ablagerungsräume der Faziestypen und größere Fazieszonen unterschiedlicher paläogeographischer Positionierung ausgegliedert werden können. Die Zuordnung der Einheiten zu jeweiligen Faziesräumen basierte auf texturellen (Korngröße etc.), strukturellen (Schichtungsgefüge etc.) und mikrofazialen (Komponenten etc.) Untersuchungen. Neben einer detaillierten Faziesanalyse des Ca2 wurden zur Erstellung eines umfassenden sequenzstratigraphischen Modelles Ablagerungen des A1 und A2 hinzugezogen. In Abhängigkeit vom vorhandenen Kernmaterial wurde versucht für den A1 ein schematisches Faziesmodell zu rekonstruieren. Durch das Fehlen eines Großteiles des Kernmaterials im A2 konnte keine detaillierte Faziesansprache durchgeführt werden. Vorhandene Kernabschnitte des A2 wurden zu faziell-sequenzstratigraphischen Interpretationen auf der Ca2-Plattform herangezogen.

3.1 Lithofazies und Ablagerungsraum des Werraanhydrits (A1)

In Abhängigkeit von der paläogeographischen Position konnten folgende Lithofaziestypen im Werraanhydrit (A1) nachgewiesen werden (Abb. 5): Netzanhydrit („chicken wire anhydrite“), massiver Anhydrite mit Selenitrasen („massive anhydrite with selenite crystals“), Bänderanhydrit („banded anhydrite“), Lamellen- und feingeschichteter Anhydrit („lamellitic and bedded anhydrite“). Auf die Beschreibung und Interpretation der Netzanhydrite („chicken-wire anhydrites“) wurde aufgrund der analogen Ausbildung sabhkaler Ablagerung auf der Ca2-Plattform verzichtet (Kap. 3.1.1). Im folgenden wird eine kurze zusammenfassende Beschreibung dieser Lithofaziestypen mit einer jeweiligen Interpretation vorgestellt.

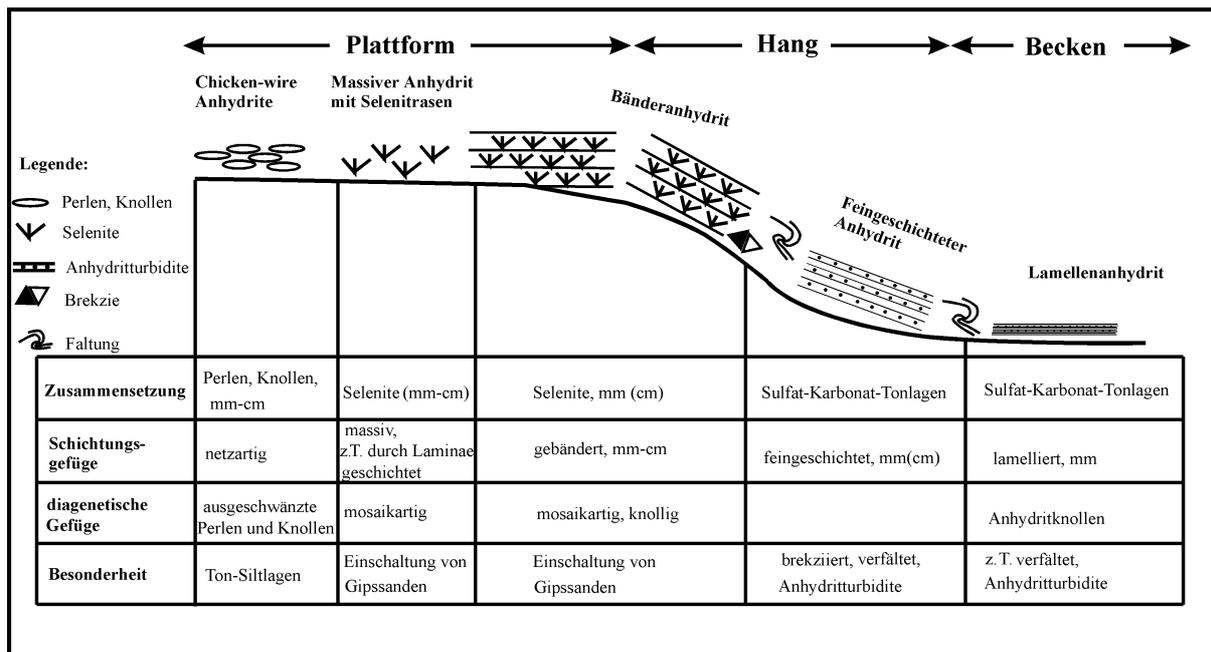


Abb. 5: Schematisches Faziesmodell und dazugehörige Fazieszonen für den obersten Werraanhydrit (A1) am NE Beckenrand des südlichen Zechsteinbeckens.

Massiver Anhydrit mit Selenitrasen (Massive anhydrite with selenite crystals)

Charakteristisch für den massiven Anhydrit sind Lagen von mm bis cm großen Selenitkristallen (Abb. 5). Selten sind cm-mächtige, gut erhaltene Abfolgen von vertikal stehenden - häufig V-Formen bildend („swallow-tail twinned crystals“) - Gipskristallen zu beobachten. Einzelne Kristalle können dabei bis zu 4 cm groß werden, wobei die Mehrzahl der Gipskristalle wesentlich geringere Kristallgrößen (<1 cm) ausbildet. Eine Schichtung wird vereinzelt durch dunkelgraue Laminae hervorgerufen, die alten Lösungsbahnen entsprechen könnten („dissolution surfaces“ nach Peryt et al. 1993). Häufig kommt es zur Einschaltung von klastischen Anhydritlagen („clastic anhydrite“) in die selenitischen Anhydrite. Diese enthalten zerbrochene oder vollständig erhaltene Gipskristalle, die parallel oder winklig zur Schichtung liegen. Schlecht sortierte Gipssande bilden in einigen Bereichen des massiven Anhydrits eine mm (cm) Wechsellagerung mit selenitischen Lagen aus. Eine Erkennung von primären Schichtungsgefügen ist häufig nur noch schwer möglich (mosaikartige Gefüge).

Interpretation

Richter-Bernburg (1985) beschrieb massive Anhydrite mit „Selenitrasen“ („grass-like“ nach Richter-Bernburg 1986) im Werraanhydrit (A1) aus der Schwellenfazies der Sulfatplattform NW-Deutschlands.

Für die primären selenitischen Gipskristalle in massiven Anhydriten wird ein flachmariner Ablagerungsraum postuliert. Die größtenteils geringe Größe der Gipskristalle spricht für eine schnelle Ablagerung in einem subaquatischen Ablagerungsraum und/oder unter fluktuativen Ablagerungsbedingungen (Schreiber et al. 1976; Warren 1982). Die Bildung großer Gipskristalle („upright-growth gypsum crystals“) wurde von Hardie & Eugster (1971), Kendall (1984) und Orti Cabo et al. (1984) in abgeschlossenen Tümpeln („solar ponds“) mit konstanter und aktiver Zufuhr hochsalinärer Wässer beobachtet („brine flow“). Von unten wachsende Gipskristalle („bottom-growth“) sind nach Warren (1982) für flachmarine Ablagerungsräume prädestiniert. Die klastischen Anhydrite innerhalb der massiven, selenitischen Anhydrite werden nach Hardie & Eugster (1971), Vai & Ricci Lucchi (1977) und Hovorka (1989) als Umlagerungsprodukte (Stürme) der autochthonen selenitischen Gipskristalle gedeutet. Feinkörnige Gipsande können nach Orti Cabo et al. (1984) desweiteren autochthon in flachmarinen, küstennahen Ablagerungsräumen gebildet werden.

Für die Entstehung vereinzelter Laminae müssen nicht notwendigerweise saisonale Schwankungen herangezogen werden. Eine wahrscheinlicher Erklärungsmöglichkeit ist die sporadische Zufuhr von einströmendem Wasser („water influx“), wobei die durch Winterstürme eingetragenen Frischwasserevents zur Anlösung der Gipskristalle und zur Ablagerung organischer Lagen führen (Warren 1982). Infolge der Umwandlung von Gips in Anhydrit verschwinden primäre Gefüge und es kommt zur Bildung mosaikartiger Anhydrite (Loucks & Longman 1982; Kendall & Harwood 1989).

Bänderanhydrit (Banded anhydrite)

Der Bänderanhydrit wird im Untersuchungsgebiet aus einer mm - cm Wechsellagerung zwischen hellgrauen Sulfatlagen und schwarzen organischen Material aufgebaut, mit Schichtmächtigkeiten von durchschnittlich 2 und 10 cm (Abb. 5). Vereinzelt können sich in einigen Abschnitten bis zu 20 cm mächtige Sulfatlagen ausbilden. Das horizontale Schichtungsgefüge wird durch bitumenreiche Laminae hervorgerufen. Die Sulfatlagen bestehen größtenteils aus vertikal V-förmig wachsenden Selenitkristallen („swallow tail-twinned crystals“). In einigen Bereichen dominieren schräggestellte und feinkörnig-sandige Gipskristalle. Häufig ist eine Erkennung primärer Schichtungsgefüge nicht mehr möglich, wobei hierbei mosaik- bis knollenförmige Anhydrite ausgebildet sein können.

Interpretation

Die gebänderten Selenite entsprechen analog den Beobachtungen von Peryt et al. (1993) in Westpolen einen Ablagerungsraum in Nähe des unmittelbaren Plattformrandes und des obersten Plattformhanges. Das Vorhandensein selenitischer Gipskristalle innerhalb regelmäßig geschichteter Anhydrite, wie sie aus der permischen Castile Formation von Schreiber (1988), Kendall & Harwood (1989) und Hovorka (1989) und aus dem mittleren Devon Kanadas (Harwood & Kendall 1990) beschrieben wurden, postulieren für die Bänderanhydrite einen flachmarinen Ablagerungsraum (Richter-Bernburg 1986; Peryt 1993, 1994). Solche Flachwasserevaporite belegen nach Warren (1982) einen flachen (<10 m), supersaturierten Wasserkörper. Am Boden aufwachsende Gipskristalle („bottom growth gypsum crystals“) sind nur wenig fixiert und werden durch vereinzelt Stürme aufgearbeitet und akkumulieren innerhalb laminiertes bzw. massiver Lagen („clastic anhydrite“).

Ein exzellentes rezentes Beispiel für flachmarine, hypersalinare Selenite liefert Warren (1982) vom Marion Lake in Südastralien, wo cm - dm mächtige V-förmige Gipskristalle mit organischen Zwischenlagen wechsellagern. Diese regelmäßige Wechsellagerung deutet auf ein Ablagerungsmilieu hin, welches eine stabile Schichtung des Wasserkörpers voraussetzt. Hovorka (1989), Kendall & Harwood (1989) und Anderson & Dean (1996) weisen darauf hin, daß das Vorhandensein von Seleniten nicht eindeutig mit einem Bildungsbereich im Flachwasser postuliert, sondern daß die Entstehung solcher primären Selenitstrukturen auch durch dichte, hochsaline Lösungen („brines“) bzw. gemischte Wasserschichten („mixed water layer“) unterschiedlicher Dichte erklärt werden kann. Beim Absinken der hochsalinen Lösungen auf den Meeresboden kommt zur Ausfällung von Selenit aus dem übersättigten Wasser („brine overturn“). Es wird hierbei eine Wassertiefe von wenigen 10er Metern angenommen (Kendall 1991).

Das Vorhandensein mosaik- bis knollenförmiger Anhydrite läßt zudem eine diagenetische Beeinflussung erkennen. Peryt et al. (1993) und Klapcinski (1991) deuten sie als primär im flachmarinen, hypersalinen Wasser (Salinen) entstandene Bildungen, die einerseits durch synsedimentäre diagenetische Modifikationen und/oder durch Umlagerung am Hang ihre knollige Texturierung erhielten.

Lamellen- und feingeschichteter Anhydrit (Lamellitic- and bedded anhydrite)

Die Lamellenanhydrite (lamellitic anhydrite), bestehend aus einer mm- mächtigen Wechsellagerung von Karbonat, organischem Material und Sulfat gleichen makroskopisch den Beckenablagerungen des Ca₂ (Abb. 5). Die Schichtung der laminierten Anhydrite ist häufig uneben und flasrig. In Abschnitten mit verminderter Schichtmächtigkeit (< 2 mm) sind Karbonat- und Sulfatlagen durch sehr geringmächtige organische Lagen (< 1 mm) voneinander getrennt. Kleine Anhydritknollen (mm) durchsetzen die Schichtung unregelmäßig. Enterolitische Falten mit Amplituden kleiner 1 cm führen vereinzelt zur Schichtdeformation der regelmäßigen Wechsellagerung. Sie können als verfaltete, mm- dicke Einzellagen oder als Lagen aus ineinander verknäulten, cumulusartigen Anhydritknollen vorkommen. Feingeschichtete Anhydrite (bedded anhydrite) unterscheiden sich vom Lamellenanhydrit durch die Einschaltung mächtigerer Sulfatlagen, die zwischen 10 und 20 mm variieren. Vereinzelt treten selenitische Bruchstücke (1-5 cm; banded anhydrite) innerhalb der feingeschichteten Anhydrite auf.

Sowohl im Lamellenanhydrit, als auch in feingeschichteten Anhydriten sind mm bis cm mächtige gradierte Anhydritlagen erosiv eingeschaltet (5 mm - 3 cm). Die Gradierung äußert sich in einem Farbübergang von im Liegenden hell (anhydritreich) zum Hangenden dunkel (karbonatreich).

Interpretation

Primäre mm (cm) mächtige Schichtungsgefüge, Gradierung, Brekziierung, kleinere Fließ- und Gleitfalten in den Lamellen- und feingeschichteten Anhydriten charakterisieren laut Richter-Bernburg (1985,1986) und Peryt (1991) einen Ablagerungsraum am Hang und im Becken. Die laminierten Anhydrite werden von Richter-Bernburg (1955a) als typische Beckensedimente angesehen, die in einem geschichteten Wasserkörper unter euxinischen Bedingungen abgelagert wurden sind. Andere Autoren haben ebenfalls ähnliche Anhydritlaminite als Beckenlaminite interpretiert (Wilson 1969; Schmalz 1969; Davies & Ludlam 1973; Schreiber & Hsü 1980; Scholle et al. 1983; Kendall 1984; Schreiber 1986, 1988; Peryt 1994). Die regelmäßige Wechsellagerung von Sulfat und Karbonat spiegelt die schwankende Salinität des Wasserkörpers wider, aus dem die Minerale entsprechend ihres Löslichkeitsproduktes ausfallen (Braitsch 1962).

Der hohe organische Kohlenstoffanteil im Karbonat weist auf eine Beteiligung planktonischer Algen hin. Voraussetzung für die Entstehung der feingeschichteten Anhydrite ist das Vorhandensein eines geschichteten Wasserkörpers, der in der Lage ist, kleine Fluktuationen zu puffern (Dean et al. 1975). Die stabile Chemokline (Grenze zwischen oxidisch/anoxischen Verhältnissen) kann durch Zufuhr oxidreichen Wassers zerstört werden (Stürme oder saisonale Schwankungen) und infolge Verringerung der sulfatreduzierenden Bakterien zur Bildung mächtigerer Sulfatlagen führen. Die regelmäßige Wechsellagerung zwischen Anhydrit/Karbonat und organischen Lagen wird von Richter-Bernburg (1955a, 1985, 1986) als Jahresschichtung angesehen, die sich in ein Abregnen planktonischen Materials im Herbst äußert. Richter-Bernburg (1985, 1986) im A1 des Zechstein Beckens und Anderson & Dean (1996) in der Castile Formation des spätpermischen Delaware Beckens deuten unterschiedliche Mächtigkeiten der Anhydrit- und Karbonatlagen als Hinweise auf Temperaturveränderungen in der Wassersäule und/oder den sporadischen Eintrag vom frischen Meerwasser als klimatisch indizierte Ablagerungen innerhalb des Milankovitch-Bandes. Möglicherweise sind hochsalinare Lösungen (Hovorka 1989; Kendall & Harwood 1989) in feingeschichteten Anhydriten analog den Ablagerungen des Bänderanhydrits für die Bildung der Sulfatlagen verantwortlich. Durch diagenetische Überprägungen fehlen aber jegliche Hinweise selenitischer Strukturen. Die in großer Anzahl erosiv eingeschalteten Anhydritlagen innerhalb der Lamellen- und feingeschichteten Anhydrite entsprechen distalen Sulfatturbiditen (Meier 1975; Schlager & Bolz 1977).

3.2. Lithofazies und Ablagerungsraum des Staßfurtkarbonats (Ca₂)

Die Ausgliederung und Definition der nachgewiesenen Fazieszonen- und typen erfolgte auf Grundlage der am Südrand des südlichen Zechsteinbeckens durchgeführten Arbeiten (Mausfeld 1987; Mausfeld & Zankl 1987; Mausfeld & Huttel 1991; Below 1992, Strohmenger et al. 1993c; Strohmenger & Strauss 1996). Für die Ca₂-Hang- und Beckenkarbonate wurde ein vereinfachtes Schemata verwendet, wobei die in die Hangkarbonate eingeschalteten Turbidite von den Hangfazieszonen getrennt behandelt werden (Kap. 3.2.9). Die nachfolgend beschriebenen und analysierten Fazieszonen- und typen sind zusammenfassend in Abbildung 6 und den Tafeln 1 und 2 dargestellt.

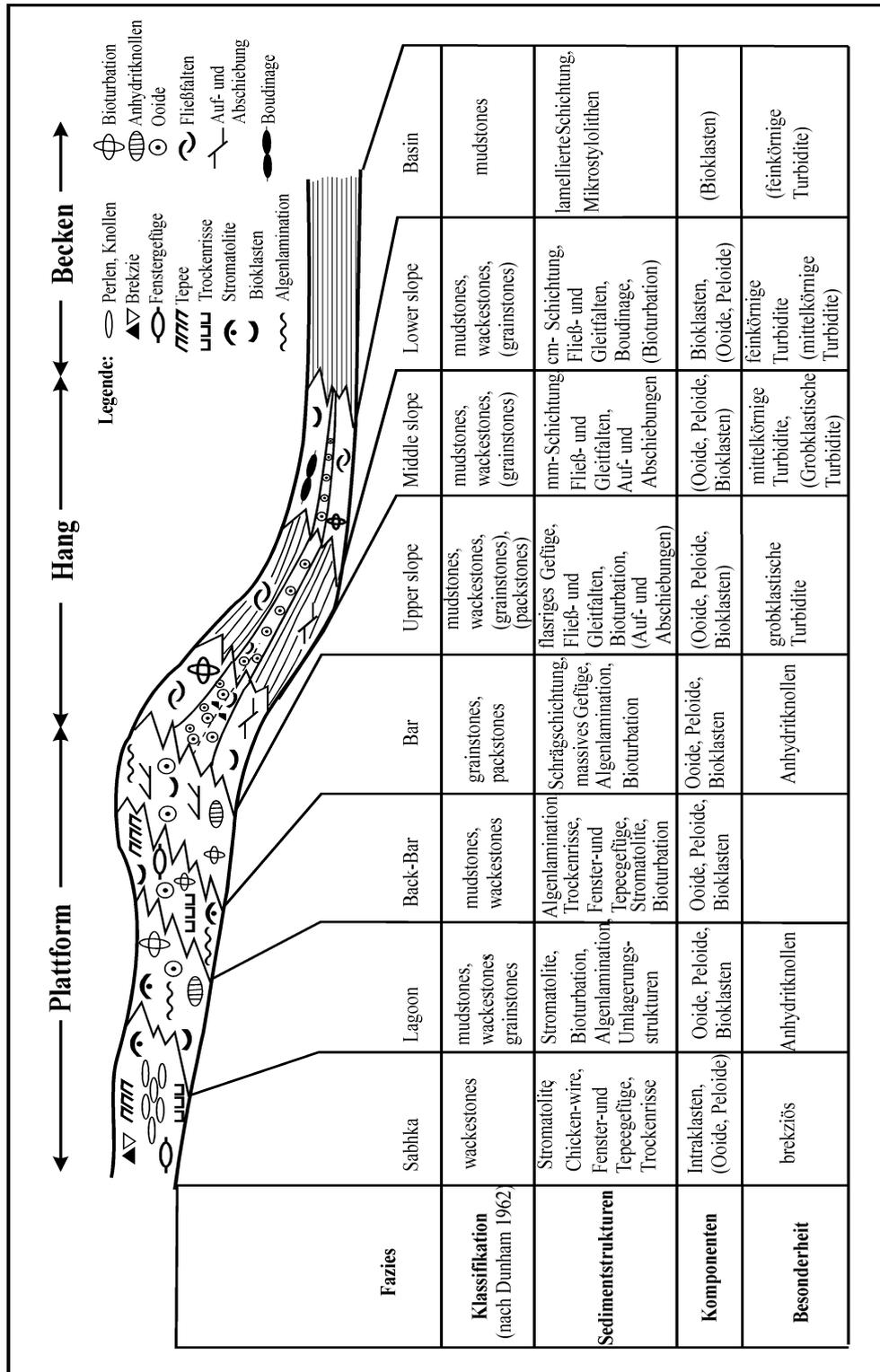


Abb. 6: Schematisches Faziesmodell und dazugehörige Fazieszonen für das Staffurkarbonat (Ca2) am NE Beckenrandes des südlichen Zechsteinbeckens.

3.2.1 Sabhka

Stromatolitische Algenmatten, zentimetermächtige Anhydritlagen- und knollen und zwischengeschaltene cm - dm mächtige bioklasten- und pisoidreiche, algenlamierte pack- und grainstone Lagen charakterisieren die Sabhka-Fazies (Abb. 6). Der Übergang von der Ca₂-Sabhka zur A2-Sabhka (Basalanhydrit) vollzieht sich allmählich und ist durch vermehrte Anhydritlagen- und knollen gekennzeichnet. Brekziöse Gefügetexturen (Lösungsbrekzie), Trockenrisse („mud- und desiccations cracks“), Tepee-Strukturen und vereinzelte Fenstergefüge sind kennzeichnend für diesen Faziesbereich. Chicken-wire-Anhydrite dominieren in randnahen, terrigen beeinflussten Ablagerungsräumen und am Top der A2 Sabhka. Sie werden aus weißen bis rotbraunen Knollen und Perlen aufgebaut. Die Größe der Knollen und Perlen variiert zwischen 5 mm und 4 cm. Durch Kompaktion sind eine Vielzahl größerer Knollen ausgeschwänzt („flattend“) und werden nur noch durch geringmächtige Ton- und Bitumenlagen bzw. durch intraklastenreiche, brekzierte Ton- und Siltlagen („regolith“ nach Koerschner & Read 1989) voneinander getrennt.

Interpretation

Anhydritführung in Knollen mit domalen und wirren („crinkled bedding“) Algenstrukturen in Kombination mit vereinzelten Tepee- und Fenstergefügen ist ein wesentliches Merkmal für die Zuordnung zu einem supratidalen Ablagerungsraum. Periodische Überflutungen (Stürme) führen zur Lösung des Anhydrits („solution collapse breccia“) und zur Ablagerung geringmächtiger grain- und packstones (Tempestite). Chicken-wire Anhydrite sind größtenteils Anzeiger für küstennahe Sabhkaabildungen (West 1975; McKenzie et al. 1980; Strasser 1988) und/oder Ablagerungen innerhalb einer Saline (Hardie 1986; Kendall 1992). Kinsmann (1966), Butler et al. (1982) und Kendall & Warren (1988) beschrieben rezente knollig-perlige Anhydrite aus der Sabhka von Abu Dhabi. Zwischengeschaltene Ton- und Siltlagen und scharfe Hiaten belegen desweiteren einem landnahen sabhkalen Ablagerungsraum. Sarg (1977) und Ward et al. (1986) konnten für die knollig-perligen Anhydrite der permischen Seven-River Formation einen subtidalen, lagunären Ablagerungsraum aufzeigen (<10 m, Kendall 1992).

Zum Teil fehlende Hiaten, die Einschaltung geringmächtiger mud- und wackestones und vorhandene Algenlamination schließen für einen Teil der chicken-wire Anhydrite einen flachen, subtidalen Ablagerungsraum nicht aus. Die Umwandlung eines lockeren knollig-perligen Gefüges zu einer massiven chicken-wire Textur hat mit großer Wahrscheinlichkeit seine Ursache in der diagenetischen Überprägung durch Versenkung (Bosselini & Hardie 1973; Warren & Kendall 1985; Lowenstein 1987).

3.2.2 Lagoon

Dominierende Strukturen in der Lagune sind SH („stacked hemispheroid“) und LLH („lateral-linked hemispheroid“) Stromatolite, die aus einer Wechsellagerung von geringmächtigen wacke- grainstones und schwarzen Algenmatten aufgebaut werden (Abb. 6). Neben wellig bis horizontalen Schichtungsgefügen weisen die Stromatolite häufig auch ein diffus-chaotisches Schichtungsgefüge mit scharfen Hiaten auf. In die stromatolitischen Ablagerungen sind eine Vielzahl von cm - m mächtigen schräg- bis rippelgeschichteten grain- und packstones, algenlaminiert-gradierte packstones mit intraklastenreichen Lagen („flat pebbles conglomerates“) und bioturbate wacke- und mudstones mit synsedimentären Gips/Anhydritknollen eingeschaltet.

Interpretation

Der Stromatolit- grain-packstone Komplex entspricht einem subtidalen bis intertidalen Ablagerungsraum. Fehlende Bioklasten und Bioturbationen innerhalb der Stromatolite, die Ausbildung der Stromatolite selbst (SH-LLH Stromatolite) und eine Vielzahl synsedimentärer Gips/Anhydritknollen könnten analog den rezenten Stromatolit-oidreichen grainstone Komplex in der Shark Bay Westaustraliens einen hypersalinen, lagunären Ablagerungsraum aufzeigen (Davies et al. 1970; Logan et al. 1974). Auf der anderen Seite reflektieren erosiv eingeschaltene, umgelagerte Stromatolite und eine Vielzahl von grain- und packstones mit unterschiedlichsten Schichtungsgefügen („small-scale- and herringbone-cross stratification“), geringmächtige bioturbate mudstones, gradierte, bioklastenreiche packstones und frühzementierte, intraklastenreiche Lagen einen Ablagerungsraum mit wechselnden energetischen Bedingungen, die den Stromatolit-oidreichen grainstone Komplex („Tidal-belt“) auf den Bahamas gleichen (Dill et al. 1989).

Durch hochenergetische Episoden (Stürme) bzw. mäandrierende Rinnensysteme („Tidal-channels“) können bioklastenreiche packstones zusammengespült werden und kleinere küstennahe Beach- bzw. Tidal-bar Komplexe bilden (Howard & Reineck 1972; Howard & Frey 1975; Reineck & Singh 1980). Analog den Beobachtungen von Dravis (1983) und Dill et al. (1986) auf der Bahamas Bank und von Logan et al. (1970), Hoffman (1976a, b) und Playford & Cockbain (1976) in der Shark Bay wird für den Stromatolit-grain/packstone Komplex eine Wassertiefe zwischen 5 und 10 m postuliert.

3.2.3 Back-Bar

Algal-tidal-flat

Ablagerungen der Algal-tidal-flat Fazies bestehen aus mm (cm) geschichteten dunkelgrauen-braunen mud- und wackestones (Abb. 6). Charakteristisch sind schwarze Algenmatten, die ein wellig-horizontales Schichtungsgefüge ausbilden. Micro-Tepees, vertikale Trockenrisse („mud and desiccation cracks“), zementierte Krusten, horizontale Fenstergefüge, umgelagerte Algenmatten, Gips/Anhydritmineralisationen und vereinzelte Bioturbationen zerstören häufig das Schichtungsgefüge. In unterschiedlichen Bereichen schalten sich cm - m mächtige, algenlamierte und intraklastenreiche grainstones erosiv in das mm- Schichtungsgefüge ein.

Interpretation

Lamierte Algenmatten, frühzementierte mudstones („intraclastic layer“), Trockenrisse und Fenstergefüge postulieren für diese Fazies einen oberen inter-supratidalen Ablagerungsraum (Bathurst 1967; Gebelein 1969; Neumann et al. 1970; Dravis 1979; Shinn 1983a, b). Die zum Großteil vorhandene Abwesenheit von grasenden oder bohrenden Invertebraten ist Voraussetzung für die Erhaltung der Algenmatten (Garett 1970; Gebelein 1976) und wird durch die allgemeine Fossilarmut bestätigt. Die Ursache für das Fehlen von Organismen wird in einer erhöhten Salinität gesehen (Mazullo & Friedman 1977).

Die feingeschichtete Lamination der Sedimente ist auf periodische Sturm- und/oder Gezeitenablagerungen zurückzuführen, dessen Material durch Algenmatten gebunden und fixiert wird (Kendall & Skipwith 1968; Davies 1970; Hardie 1977a; James 1984; Hardie & Shinn 1986; Wanless et al. 1988).

Konturierte Algenmatten belegen zusammen mit intraklastenreichen Lagen ebenfalls die periodische Umlagerung bzw. Aufarbeitung der Sedimente durch Stürme innerhalb eines inter- bis supratidalen Ablagerungsraumes mit wechselnden energetischen Verhältnissen. Analog den Beobachtungen von Shinn et al. (1969) und Gebelein et al. (1980) in Tidal-flats auf Andros Island (Bahamas) könnten feinelaminierte Sedimente mit Trockenrissen und Fenstergefügen Levee-Ablagerungen im Randbereich der Rinnen und weniger laminierte, größtenteils bioturbate Abschnitte distale Levee-Ablagerungen entsprechen.

Tidal-flat

Tidal flat Ablagerungen bestehen aus dunkelbraunen bis dunkelgrauen mud- wacke- und packstones in die sich cm - dm mächtige grainstones einschalten können (Abb. 6). Teilweise wird der Tidal flat aus einer regelmäßigen Wechsellagerung von gradierten, intensiv schräg- und kreuzgeschichteten („small-scale- and herringbone-cross stratification“) grainstones und/oder packstones und dunkelgrauen, algenlaminierten mudstones aufgebaut. Die anhydritisch zementierten grainstones besitzen nicht selten eine bioklasten- und intraklastenreiche Basis. Tepee-Strukturen, Trockenrisse, schichtparalle Fenstergefüge, onkoid-pisoidreiche Lagen und domale Algenstrukturen (Stromatolite) kennzeichnen diesen Faziesbereich.

Interpretation

Tepee-Strukturen in Kombination mit grobklastischen Pisoiden, schichtparallelen Fenstergefügen und Trockenrissen belegen analog rezenter Beobachtungen von Scholle & Kinsman (1974) und Handford et al. (1984) einen oberen intertidal bis supratidalen Ablagerungsraum. Sehr gute fossile Beispiele liefern hierzu die permischen Back-reef Ablagerungen des Capitan Riffes (Dunham 1969b; Locks & Folk 1976) und die oberpermischen Ablagerungen Ostgrönlands (Scholle et al. 1993). Analog den Beobachtungen von Shinn (1983a, b) auf den Bahamas, von Koerschner & Read (1987) aus kambrisch, peritidalen Karbonaten und von Pratt & James (1986) aus ordovizischen Tidal-flat Ablagerungen sind die grobklastisch-intraklastenreichen Basis, die regelmäßige Wechsellagerung zwischen biomodal-schräggeschichteten grainstones („herringbone-cross stratification“), bioturbate mudstones bzw. die normale Gradierung („fining up“) der grainstone Lagen Anzeiger eines durch Rinnensysteme geprägten Sedimentationsraumes.

Mehrfache Abfolgen aus packstone/grainstone und bioturbaten mudstones („fining-up“) weisen auf laterale Verlagerung der Rinnen hin (Pratt et al. 1992). Fehlende „fining-up“ Abfolgen und die Dominanz algenlaminiertes mudstones mit zwischengeschaltene grobklastisch-intraklastenreichen Lagen sind dagegen inter- bis supratidalen Levee Bereichen zuzuordnen (Shinn 1983a).

3.2.4 Bar

Algal-laminated-shoal

Diese Fazies baut sich aus dunkelgrauen bis hellbraunen mud- und wackestones auf (Abb. 6). Charakteristisch ist ein diffus-welliges Schichtungsgefüge, mit teilweiser pseudosäulenartiger Algenlamination („crinkled bedding“). Horizontale und vertikale Drucksuturen zeichnen vielfach algenlaminierter Bereiche nach. In einzelnen Bereichen sind cm - dm mächtige, grobklastisch-gradierte grainstones erosiv in dunkelgraue, algenlaminierter mud- und wackestones eingeschaltet. Es konnten wenige schichtparallele Fenstergefüge, vereinzelte Bioturbationen und intraklastenreiche Lagen in diesem Faziesbereich nachgewiesen werden.

Interpretation

Die Algal-laminated-shoal Fazies markiert den Übergang von höherenergetischen, flachmarinen Ablagerungen (Ooid-bar/shoal) zu intertidalen Ablagerungen mit herabgesetzter Zirkulation (Algal-tidal-flat, Tidal-flat). Die dunklen Laminite werden als Algenmatten interpretiert. Häufig blieb der Hinweis auf Algenmatten nur durch eine stärkere Pigmentierung der Dolomite erhalten, wie sie von Park (1977) aus rezenten Algenlaminiten beschrieben wird. Der Übergang zwischen flachsubtidaler zu intertidaler Fazies erfolgt fließend und ist durch Zunahme der Algenmatten, abnehmende Partikellagen, Einschaltung vermehrt gradiert-grobklastischer bis intraklastenreicher Lagen und schichtparallelen Fenstergefügen gekennzeichnet. Analoge Übergänge konnten Woods & Brown (1975) in Tidal-flat Ablagerungen der Shark Bay Westaustraliens nachweisen.

Scharfe erosive Basis, bioklastenreiche Lagen im Liegenden, mehrfach gradierte Abfolgen und vorhandene bioturbate mudstones im Hangenden einzelner Lagen machen eine Zuordnung zu sturmgenerierten Ablagerungen möglich (Aigner 1985).

Ooid-Bar/Shoal

Dieser Faziesbereich wird aus ooidreichen grainstones und bioklastenreichen packstones aufgebaut. Charakteristische Schichtungsgefüge der ooidreichen grainstones sind flacheinfallende (10-20°, „large to small-scale stratification“), kreuzgeschichtete („herringbone-cross stratification“) und trogförmige („through-cross stratification“) Schrägschichtungskörper (Abb. 6). Vereinzelt sind intraklastenreiche Lagen („flat pebble“ Konglomerate) oder Bereiche mit vermehrter Algenlamination zwischengeschaltet. Vereinzelt dominieren massige, horizontal- bis rippelgeschichtete grainstones und/oder bioklastenreiche packstones mit algenlaminieren, zum Teil bioturbaten mudstones und grobklastisch-gradierten Abfolgen.

Interpretation

Die Gesteine der Ooid-bar/shoal-Fazies wurden innerhalb eines mittel- bis hochenergetischen Barren-Komplexes im flachsubtidalen bis intertidalen Bereich abgelagert. Die Sedimente können mit rezenten Ablagerungen im Persischen Golf und auf den Bahamas innerhalb eines „sand-barrier“ Komplexes verglichen werden (Ball 1967; Loreau & Purser 1973; Enos & Perkins 1977; Harris 1979; Hine et al. 1981). Bei den flachen Schrägschichtungskörpern handelt es sich größtenteils um Akkretionslagen von Megarippeln, wie sie für Sandkörper in einem höherenergetischen Milieu typisch sind (Hine 1977; Halley et al. 1983). Akkretionslagen bilden sich an der Leeseite von Megarippeln und sind charakteristisch für wandernde Ooid-bar Sedimente (Wilson & Jordan 1983). Bimodale Schrägschichtungskörper („herringbone-cross stratification“) charakterisieren ebenfalls einen hochenergetischen Ablagerungsbereich im Einflußbereich der Tidenhübe (Ball 1967). Trogförmige Schrägschichtungskörper können sowohl Bildungen küstenparalleler Längsströme im flachen subtidal, als auch durch Gezeitenströme im intertidal zugeordnet werden (Dalrymple 1992). Bereiche mit vermehrter Algenlamination, Bioturbation und wenigen Schichtungsgefügen deuten auf einen Ablagerungsbereich mit relativ niedrigen Wasserenergieniveau an (Halley et al. 1983). Intraklastenreiche Lagen und „flat pebble“ Konglomerate werden als sturminduzierte Ablagerungen interpretiert (Evamy 1973).

Rezente Ooid-bar/shoal Ablagerungen im Persischen Golf (Loreau & Purser 1973), auf den Bahamas (Harris 1979; Hine et al. 1981) und aus der „Shark Bay“ Australiens (Hagan & Logan 1974a) werden in Wassertiefen kleiner als 15 m abgelagert, so daß man für diesen Faziesbereich eine ähnliche Wassertiefe annehmen kann.

Ooid-Inter/Back-Bar

Hell bis dunkelbraune mud- und wackestones mit einer Vielzahl an synsedimentären Gips/Anhydritknollen bauen diese Fazies auf (Abb. 6). Vereinzelt sind die mud- und wackestones algenlaminiert. In die mud- und wackestones schalten sich cm - m mächtige pack- und grainstones erosiv ein. Die cm - dm mächtigen grainstone-Lagen sind zum Großteil intensiv schräggeschichtet („small-scale-cross- and heringbone-cross stratification“). Nicht selten ist eine regelmäßige Wechsellagerung zwischen mm - cm mächtigen grainstones und mudstones/wackestones zu beobachten. Die Ausbildung flasrig-diffuser Schichtungsgefüge wird auf eine intensive Bioturbation zurückgeführt, die in einzelnen Abschnitten zur vollständigen Entschichtung der mud- und wackestones führen kann.

Interpretation

Vergleichbare Wechsellagerungen zwischen mudstones und grainstones werden von Boardman & Carnay (1991) von den Bahamas und von Purser & Evans (1973) aus dem Persischen Golf beschrieben. Die ooidreichen, schräggeschichteten Partikellagen stehen im Widerspruch zu den dominierenden mikritischen Ablagerungen. Die wechselnden hydrodynamischen Verhältnisse erklären Purser & Evans (1973) durch zeitweises Abschnüren und wieder Öffnen von Prielen. Einzelne schräggeschichtete Ooidlagen können nach Hine (1977) und Harris (1979) Zungen von wandernden Ooidsanden („sand lobes“) darstellen, die bei Stürmen und/oder Gezeiten über Rinnensysteme („Tidal channels“) aus der Ooid-bar/shoal Fazies in die Lee- und/oder Luv Bereiche des Bar/Shoal Komplex geschüttet worden sind („washover fans“). Sogenannte „washover“ Fächer können ein großes Areal im rückwärtigen Raum des Bar/Shoal Komplexes bedecken (>4 qm auf den Bahamas; Hine & Neumann 1977). Basale Fossilagen und intensiv schräggeschichtete Bereiche belegen nach Inden & Moore (1983) proximale Bereiche des „washover fans“. Im distaleren Bereichen ist eine Abnahme der Mächtigkeit und der Korngröße der grainstones zu beobachten.

Die Vielzahl unterschiedlich großer synsedimentärer Gipsknollen deuten auf einen hypersalinen Ablagerungsraum hin.

3.2.5 Upper Slope

Undeutlich bis flasrig geschichtete mud- wackestones charakterisieren die obere Hangfazies (Abb. 6). Die Schichtung der flasrigen mud- und wackestones wird durch mm- lange, gebogene Schmitzen und Flasern hervorgerufen. Mud- und wackestones werden sporadisch bzw. zum Teil regelmäßig von geringmächtigen schwarzen Laminiten und dunkelgrauen mudstones durchzogen. Röhrenförmige bioturbate Wühlgefüge führen in einigen Abschnitten zu einer Entschichtung. Die Gesteine der oberen Hangfazies sind vielfältig deformiert (Auf- und Abschiebungen, Fließ- und Gleitfalten). Charakteristisch für die obere Hangfazies ist der hohe Anteil an biogenen und abiogenen Partikeln.

Interpretation

Das flasrig-undeutliche, teilweise schräg- und rippelgeschichtete Schichtungsgefüge der oberen Hangfazies könnte eine wiederholte Aufarbeitung durch bodenberührende Strömungen und Wellen anzeigen und wird nach Sannemann et al. (1978) als Indiz für einen möglichen Ablagerungsraum innerhalb der Sturmwellenbasis angesehen. Die Vielzahl der Bioklasten (Ostracoden, Foraminiferen, Dasycladaceen), von denen eine in situ Bildung und Ablagerung angenommen wird, deutet auf relativ günstige Lebensbedingungen hin. Aus den Untersuchungen von Byers (1977) kann von einem Lebensraum der Bioklasten in einer maximalen Wassertiefe von 50 m ausgegangen werden, da im darunterliegenden Intervall bis zum Erreichen der Pycnokline eine Verschlechterung der Lebensbedingungen durch die schnelle Abnahme der Sauerstoffkonzentration anzunehmen ist. Andererseits widersprechen geringmächtige Laminite, eine Vielzahl synsedimentärer Deformationsgefüge („slumps“ etc.) und umgelagerte Bioklasten einen Ablagerungsraum innerhalb der Sturmwellenbasis und dokumentieren einen anoxischen Bildungsbereich an einem geneigten Hang. Die obere Hangfazies stellt das Bindeglied zwischen Hang und Plattformfazies dar, die sowohl Merkmale typischer Hangsedimente (Laminite, Deformation) aufweist, als auch Hinweise für subtidale Bildungen im Bereich der Sturmwellenbasis (Schräg- und Rippelschichtung, Bioturbation, Fossilgehalt) enthält.

3.2.6 Middle Slope

Diese Fazies wird aus hellgrauen, mm (cm)- geschichteten mudstones aufgebaut, die mit dünnen bituminösen Häuten bzw. geringmächtigen schwarzen Laminiten wechsellagern (Abb. 6). Die mudstones sind intern völlig ungeschichtet oder nur schwach durch mm- lange bitumenreiche Flitter geschichtet. Die Liegend- und Hangendgrenze der mudstones ist zu den Laminiten bzw. bituminösen Lagen deutlich ausgebildet. Häufig zeichnen Mikrostylolithe die Bankgrenzen nach. Die mm (cm)- geschichteten mudstones sind vielfältig deformiert. Fließ- und Gleitfaltung, kleine Auf- und Abschiebungen und Brekzienbildung sind die häufigsten nachgewiesenen Deformationsstrukturen. Fließ- und Gleitfalten sind als vergente Knickfalten mit kleinen Amplituden ausgebildet. An einigen Stellen wurde das Faltenystem durch Auf- und Abschiebungen überprägt. Häufig sind zudem die Faltscharniere verdickt und zerbrochen. Vereinzelt sind cm- mächtige Lagen mit brekzierten Bereichen ausgehalten. (Internbrekzie nach Richter & Füchtbauer 1981).

Interpretation

Die primären Schichtungsgefüge als auch die zahlreichen postsedimentären Schichtdeformationen charakterisieren die mudstones der mittleren Hangfazies (Fazies E nach Strohmenger et al. 1996) als typische Hangsedimente. Die Ablagerung der mm - cm mächtigen mudstones wurden von Clark (1980a) und Huttel (1989) ausführlich diskutiert. Wilson (1969) stellte fest, daß der überwiegende Teil der Hangsedimente von benachbarten Karbonatplattformen stammt ("periplatform ooze"-Sedimente nach Schlager & James 1978).

Ausgehend von den Beobachtungen von Neumann & Land (1975) nimmt Clark (1980a) an, daß Karbonatschlamm bei Stürmen auf der Plattform aufgewirbelt und seewärts transportiert wurde, der sich dann am Hang als mm - cm mächtige Karbonatlagen sedimentierte. Die Aufarbeitung dieser Lagen während heftiger Stürme mit grundberührenden Seegang führte nach Clark (1980a) und Below (1992) zu cm dicken, ungeschichteten Lagen (Tempestite). Nach Clarks Modell müßte die Sturmwellenbasis in den Ablagerungsraum der Fazies hineingereicht haben. In der mittleren Hangfazies fehlen jedoch Anzeichen grundberührenden Seegangs. Vielmehr deutet das Vorhandensein bitumenreicher Laminite auf einen anoxischen Ablagerungsraum unterhalb der Sturmwellenbasis hin.

Es ist anzunehmen, dass ein Großteil der mudstones aus Suspensionen ausfiel („nepheloid layer“). Nach den Modellen von Pierce (1976) und Heath & Mullins (1984) bewegen sich Suspensionen je nach Dichte an der Wasseroberfläche seewärts oder sinken bis zu einer Pycnokline durch, entlang der sie sich ausbreiten („interflow“ nach Bell 1942). Aus solchen Suspensionswolken regnet das Sediment allmählich auf den Meeresboden ab. Ein Teil des aufgewirbelten Sediments sinkt sofort auf den Meeresboden ab und fließt als „low density turbidity current“ (siehe Kap. 3.2.9) hangabwärts („underflow“ nach Bell 1942).

Die Fließ- und Gleitfalten, Brekzienhorizonte und Auf- und Abschiebungen der mm (cm) geschichteten mudstones ermöglichen ihre Abgrenzung von den hemipelagischen Beckenlaminiten (Cook & Mullins 1983). Die Vielzahl an Deformationsstrukturen könnten hinweisgebend für eine Sedimentation der mittleren Hangfazies an einem relativ steilen Hang sein.

3.2.7 Lower Slope

Die untere Hangfazies wird aus einer Wechsellagerung zwischen cm (mm) - dm mächtigen mud- und vereinzelt wackestones und cm (mm) - dm mächtigen schwarzen Laminiten aufgebaut (Abb. 6). Die mud- und wackestones sind überwiegend textur- und strukturlos. Teilweise besitzen sie ein diffus-flasriges Schichtungsgefüge, welches durch undeutliche dunkelgraue, lateral auskeilende Laminae hervorgerufen wird. Einige mud- und wackestone Bänke werden durch schichtparallele mm- lange bituminöse Flitter und Schmitzen geschichtet. Nur wenige Karbonatbänke sind farbgradiert. Eine dunkelgraue Lage mit organischem Material an der Basis folgt mit diffusem Übergang eine hellgraue Lage.

Eine Vielzahl an Deformationsstrukturen konnte in Form von Boudinage und Fließfalten in der unteren Hangfazies nachgewiesen werden. Die Boudinage, die sowohl die mud- und wackestone Bänke als auch die schwarzen Laminiten erfasst, führte in einigen Bereichen zur völligen Gefügezerstörung. Fließ- und Gleitfalten in Form von isoklinalen Falten und kleinen wurzellosen Häkchen gehen bei starker Deformation in ein diffus-flasriges Schichtungsgefüge über. Vereinzelt bilden sich in den Laminiten vergente Knickfalten mit kleinen Amplituden heraus. Bioturbate Wühlgefüge sind in einzelnen mud- und wackestone Bänken anzutreffen.

Interpretation

Bituminöse Laminite entsprechen der normalen Hintergrundsedimentation und sind einem anoxischen Bildungsbereich zuzuordnen. Demgegenüber stehen unterschiedlich mächtige mudstones (B, D-Fazies nach Strohmenger et al. 1996) die sowohl hemipelagischen, turbiditischen, konturritischen und tempestalen Ursprung sein können (Cook & Mullins 1983; Mullins 1983a, b; Heath & Mullins 1984; McIlreath & James 1984). Sehr geringe Bänke mit keinerlei Sedimentstrukturen könnten Ablagerungen aus suspensionalen „Niederschlägen“ aus der Wassersäule („nepheloid layer“) entsprechen (Wilson 1969; Cook & Taylor 1977; Keith & Friedman 1977). Die mächtigsten mud- und wackestone Bänke der Hangsedimente konnten innerhalb dieser Fazies nachgewiesen werden. Zum mittleren und oberen Hangbereich bzw. zum Beckenzentrum ist eine Abnahme derer festzustellen. Diese Beobachtung ist ein wichtiger Hinweis auf turbiditische Ablagerungen für ein Großteil der mud- und wackestones innerhalb der Lower slope Fazies (siehe Kap. 3.2.9), da das suspendierte Material aus den Dichteströmen überwiegend erst am Hangfuß zur Ablagerung kommt (Meischner 1964; Middleton & Hampton 1976; Mullins 1983c; Bosellini 1989).

Zahlreiche Deformationsgefüge in den Sedimenten der unteren Hangfazies deuten darauf hin, daß die Sedimentation auf einer geneigten Fläche stattfand (Cook & Mullins 1983). Verfältete Bereiche („slumps“) partiell verfestigter Sedimente werden durch gravitative Gleitungs- und Rutschungsprozesse am Hang hervorgerufen. Untersuchungen am Bahamas Hang belegen das Vorhandensein von „slump deposits“ überwiegend in Bereich des unteren Hanges (Schlager & Chermak 1979). Nach selektiver Lithifizierung der mudstones kam es zur Boudinierung und Zerreißen („pull-apart structures“) der Sedimente, die sowohl helle als auch dunkle Lagen erfaßte.

3.2.8 Basin

Die Beckenfazies besteht aus mm- geschichteten dunkelgrauen bis schwarzen mudstones, die makroskopisch den Laminiten des höchsten Werra-Anhydrit (A1) fast vollkommen gleichen (Abb. 6). Die Laminite bauen sich aus einer Wechsellagerung von Karbonat mit dunklem organischen Material und hellem Sulfat auf. Die Karbonat- und Sulfatlagen werden von dünnen bituminösen Häuten durchzogen. Häufig sind diese in Mikrostylolithen umgebildet.

Kleinere, 1 bis 5 cm mächtige Karbonatbänkchen schalten sich in die Laminite ein, die nicht selten durch bituminöse Flitter geschichtet sind.

Interpretation

Die feinen planaren Laminite der Beckenfazies (A-Fazies nach Strohenger et al. 1996) stellen für pelagische Karbonatsedimente ein wichtiges diagnostisches Merkmal dar (Wilson 1969; Scholle et al. 1983; Kendall 1984), das eine langsame Sedimentation aus der Wassersäule oder aus einem bodennahen "nepheloid layer" anzeigt. Die dunkle Farbe der Sedimente, das Fehlen von Bioturbation und die feine Lamination zeigen an, daß die Laminite in einem euxinischen Stillwassermilieu unterhalb der Wellenbasis abgelagert wurden. Richter-Bernburg (1955a), Wilson (1969) und Botz & Müller (1981) erklären die Laminite als Warvenschichtung, die durch den Wechsel von erhöhter Karbonatproduktion und den Eintrag von organischem Material autochthon entstanden sind (Kap. 3.1). Im Gegensatz zu diesen Annahmen werden sie von Clark (1980a) als distale Ausläufer von turbiditischen Schüttungen interpretiert ("nepheloid layer"). Vereinzelt Karbonatbänkchen könnten als distale Karbonatturbidite interpretiert werden.

3.2.9 Turbiditische Intervalle in den Hangablagerungen

Grobklastische Turbiditfazies mit großer Mächtigkeit

Grobklastische Turbidite treten in Ablagerungen des oberen und mittleren Hanges auf. Sie bestehen größtenteils aus strukturlos-massigen Bänken, in denen große intra- und bioklastenreiche Bruchstücke dispers in der Matrix verteilt sind (Abb. 6). Die Mächtigkeit der Bänke variiert zwischen 10 cm und 3 m (Durchschnitt 1,5 m). Charakteristisch für die grobklastischen Turbidite des oberen und mittleren Hanges sind cm - dm mächtige amalgamierte Abfolgen. Die Amalgamierung der Bänke wird durch interne Erosionsstrukturen („scour marks“), durch mehrfach gradierte Abfolgen (normal-invers) ohne trennende Tonschicht und durch Zwischenschaltung geringmächtiger mudstone Lagen angezeigt. Selten zeigen sehr grobklastische Bänke - mit bis zu 10 cm große intraklastenreichen Bruchstücken („Rip-up Klasten“) - inverse Gradierungsgefüge auf. Das Hangende und Liegende der grobklastischen Turbidite wird scharf durch geringmächtige mudstone Bänke bzw. schwarze Laminite begrenzt.

Nicht selten zeichnen columnare Stylolithen die jeweilige Hangend- oder Liegendgrenze nach. Auffallend ist der hohe Anteil an biogenen Komponenten in den grobklastischen Bänken.

Interpretation

Die Ablagerungen der grobklastischen Turbidite zeigen typische Merkmale für proximale Ablagerungen von Suspensionsströmen hoher Dichte („high density turbidity currents“ nach Lowe 1982) und hochkonzentrierten Suspensionsablagerungen („hyperconcentrated flows“ nach Mutti 1992). Die grobklastischen Turbidite können größtenteils den Faziestypen S2 und S3 (Lowe 1982) bzw. F4 und F5 (Mutti 1992) zugeordnet werden. Die im oberen Hang amalgamierten Abfolgen entsprechen dem Faziestyp F4, der durch nacheinander gebildete Abfolgen („traction carpet“) gekennzeichnet wird (Mutti 1992). Sie entstehen bei nachlassender Strömungsgeschwindigkeit, durch Anreicherung und Transport der groben Sedimente an der Basis des Stromes (Lowe 1982). Wird die Sedimentkonzentration zu groß, kommt es zum Einfrieren („freezing“) dieser basalen Schicht.

Die Ablagerung der massig-schichtungslosen Turbidite (F5 nach Mutti 1992) erfolgt durch Einfrieren der verschiedenen Komponenten als Folge zunehmender intergranularer Reibung und Kohäsion (Pickering et al. 1986, 1989). Sie sind die Folge einer schnellen Sedimentation aus einer hochkonzentrierten Suspension („hyperconcentrated flow“) ohne nachfolgenden Bodentransport (Pickering et al. 1989). Die sehr grobklastischen, invers gradierten Turbidite lassen sich der F2/F3 Fazies und der R2 Fazies zuordnen (Lowe 1982; Mutti 1992). Möglicherweise können sie aus Ablagerungen eines modifizierten „grain flows“ zurückgeführt werden (Lowe 1976, 1982; Middleton & Hampton 1976). Fehlende Entwässerungsstrukturen, schlechte Sortierung und keinerlei Gradierungsgefüge sind Anzeiger für Ablagerungen aus einem modifizierten „grain flow“ (Middleton & Hampton 1973; Cook & Mullins 1983).

Mittelkörnige Turbiditfazies mit mittlerer Mächtigkeit

Mittelkörnige Turbidite mit durchschnittlichen Bankmächtigkeiten von 30 cm (variieren zwischen 5 cm und 1,5 m) bilden einen großen Anteil der Ablagerungen des mittleren und unteren Hanges.

Die massig bis schlecht sortierten Bänke sind überwiegend strukturlos, selten besitzen sie eine gradierte bzw. horizontalgeschichtete Basis und/oder einen undeutlich geschichteten Top (Abb. 6). Die undeutliche Horizontalschichtung, die in einigen Bänken auftritt, ist nicht selten durch Entwässerungsstrukturen („dish-and pillar structures“) zerstört. An den überwiegend scharfen Bankunterseiten treten vereinzelt Belastungsmarken („load casts“) auf. In Analogie zu den grobklastischen Turbiditen werden die mittelkörnigen Turbidite scharf durch dunkelgraue mudstones bzw. Laminite im Hangenden und Liegenden begrenzt.

Interpretation

Die mittelkörnigen Turbidite können mit Hilfe der Bouma-Abfolge (Ta-c) beschrieben werden (Bouma 1962). Die massig-gradierten Bänke entsprechen der Bouma-Einheit Ta und werden dem Faziestyp F8 zugeordnet (Mutti 1992). Die Bildung erfolgt zum Großteil durch schnelle Sedimentation aus der Suspension in der letzten Ablagerungsphase eines Suspensionsstromes hoher Dichte (high density turbidity current“ nach Lowe 1982). Das Vorhandensein von Entwässerungsstrukturen ist ein wichtiges Kriterium für eine schnelle Sedimentation aus einer hochkonzentrierten Suspension ohne nachfolgenden Bodentransport („high concentrated turbidity current“; Pickering et al. 1986, 1989). Durch die rasche Ablagerung der Sedimente entsteht ein Überdruck, der einen Porenwasserstrom nach oben erzeugt und zur Bildung der Entwässerungsstrukturen führt (Lowe 1975). Die horizontalgeschichteten Lagen entsprechen der Bouma-Einheit Tb. Sie haben sich durch allmähliche Ablagerung aus der Suspension („fallout“), gefolgt von Transport- und Sedimentationsprozessen am Boden („traction transport“), gebildet (Pickering et al. 1986, 1989). Diese Ablagerungsmechanismen sind typisch für Suspensionsströme niedriger Dichte („low density turbidity currents“, Lowe 1982). Insgesamt sind die mittelkörnigen Turbidite auf Ablagerungen eines Suspensionsstromes hoher Dichte („high density turbidity currents“) mit wenigen Übergängen zu Suspensionsströmen niedriger Dichte („low density turbidity currents“) zurückzuführen.

Feinkörnige Turbiditfazies (Silt- und mudstone Turbidite)

Feinkörnige Turbidite, bestehend aus silt- und/oder mudstones, treten in allen Hang- und Beckenablagerungen auf. Im oberen Hang dominieren siltstones mit einer vollständigen vertikalen Abfolge, beginnend mit einer massig bzw. gradierten Basis, die zum Hangenden in eine horizontalgeschichtete und eine schräggeschichtete Lage übergehen. Vereinzelt wird die Abfolge durch laminierte und bioturbate mudstones abgeschlossen. Die Mächtigkeit der siltstones im oberen Hang variiert zwischen 5 und 60 cm. Im mittleren Hang bestehen die siltstones aus geringmächtigen (<5 cm), unvollständigen Abfolgen, wobei sowohl die unteren als auch die oberen Lagen fehlen können („base-cut-out and top-cut-out sequences“). Hierbei dominieren horizontal- und schräggeschichtete siltstones („climbing-fading ripples“). Nicht selten treten massig-gradierte Siltlagen auf.

Im unteren Hang existieren sehr geringmächtige (<1 cm) siltstones mit horizontalen und rippelgeschichteten Schichtungsgefügen. Die Basis der Siltlagen ist häufig sehr scharf begrenzt und weist in einigen Fällen auf die unterlagernden mudstones Belastungsmarken („load casts“) mit dazwischenliegenden, flammenartigen Tongebilden, sogenannten Flammenstrukturen („flame structures“) auf. Im oberen Bereich der Siltlagen ist das primäre Schichtungsgefüge häufig durch Entwässerungsstrukturen zerstört („convolute bedding“). Vorallem im unteren Hang sind die Siltlagen verfälscht („slumps“). Das Verhältnis zwischen silt- und mudstones beträgt im oberen Hang ungefähr 70 zu 10. Während im mittleren Hang ein 50 zu 50 Verhältnis vorherrscht, dominieren mudstones im unteren Hang (90 zu 10). Im Becken konnten nur sehr wenige und geringmächtige (<1 cm) mudstones nachgewiesen werden. Die mudstones sind zum Großteil schichtungs- und strukturlos. Vereinzelt sind wenige mudstone Bänke mehrfach farbgradiert („stacked mudstones“), durch mm-mächtige bituminöse Flitter horizontal geschichtet und deformiert („slumps“). Häufig sind an der Basis geringmächtige siltstones aufgeschlossen.

Interpretation

Die Siltstones des oberen Hanges können durch die Bouma-Abfolge (Ta-e) beschrieben werden. Nach den Interpretationen von Lowe (1982) entsprechen grobklastisch-gradierte Lagen der Bouma A Sequenz und werden als distale Ablagerungen von Suspensionsströmen hoher Dichte interpretiert („high density turbidity currents“).

Mutti (1992) ordnet horizontale (Tb nach Bouma 1962) und schräg- bis rippelgeschichtete Lagen (Tc nach Bouma 1962) Transportprozessen entlang des Boden („traction stage“) aus Suspensionsströmen geringer Dichte zu („low density turbidity currents“). Laminierte und bioturbate mudstones (Td, Te nach Bouma 1962) entsprechen ebenfalls Ablagerungen aus Suspensionsströmen geringer Dichte („low density turbidity currents“).

Im mittleren und unteren Hang dominieren Wechsellagerungen zwischen unvollständig Bouma-sequenzierten Siltstones („base-cut-out und top-cut out sequences“) und größtenteils schichtungslosen mudstones. Die beschriebene Abfolge von wenig strukturierten mudstones und geringmächtigen Siltlagen (Schräg- und Horizontalschichtung, Belastungsmarken und Entwässerungsstrukturen) ist typisch für Ablagerungen sogenannter Silt- und Mudturbidite (Piper & Stow 1991). Nach Mutti (1992) entsprechen sie Ablagerungen der F9 Fazies. Stow & Shanmugam (1980) entwickelten für feinkörnige Turbidite eine entsprechende Gliederung (T0-T8). Silt- und Mudturbidite können grobklastische und mittelkörnige Turbidite überlagern, die von demselben Suspensionsstrom abgelagert worden sind oder als eigenständige Ablagerung auftreten.

Bei den Silt- und Mudturbiditen mit unvollständiger Bouma-Sequenzierung der Siltlagen (Tbc, Tcde etc.; F9a nach Mutti 1992) handelt es sich um Suspensionsströme geringer Dichte („low density turbidity currents“), der sich durch allmähliche Wasseraufnahme aus einem Suspensionsstrom hoher Dichte entwickelt hat („high density turbidity currents“) und in distalen Bereichen zur Ablagerung kommt (Mutti 1992). Silt- und mudstones mit zum Teil massig-gradierten Siltlagen (F9b) können sich aus Ablagerungen des verdünnten Schwanzes eines Suspensionsstrom hoher Dichte bilden („high density turbidity currents“). Das Fehlen von Schichtungsstrukturen innerhalb der mudstones wird auf eine schnelle Sedimentation aus einem an Ton hochkonzentrierten Suspensionsstromes zurückgeführt (Middleton & Hampton 1976; Blanpied & Stanley 1981; McIlreath & James 1984; McCave & Jones 1988). Anzeiger für turbidale Ablagerungen sind neben der Kombination von Siltlagen an der Basis und wenig strukturierten mudstones im Hangenden, zum Großteil fehlende Bioturbationen innerhalb der mudstones. Vermehrtes Auftreten von Bioturbation am Top der mudstones belegen zusammen mit den internen Schichtungsstrukturen der Siltlagen („fading ripples“ etc.) eine schnelle Ablagerung aus Suspensionsströmen (Piper & Stow 1991).

4. Faziesarchitektur

Die Herausarbeitung architektonischer Elemente der Ca₂-Plattform- und Hangkarbonate basiert auf der Grundlage der in Kapitel 3 dargestellten sehr detaillierten Faziesstudie, wobei laterale und vertikale Veränderungen in den Profilen mitberücksichtigt wurden (siehe Anhang). Die Faziestypen und dazugehörigen Fazieszonen sind größtenteils Bestandteil des Hochstand System Traktes (Ca₂-HST, siehe Kap. 5). Infolge dessen wird bei der Analyse architektonischer Elemente der Ca₂-Plattform und des Ca₂-Hanges auf transgressive Elemente weitestgehend verzichtet (Ca₂-TST).

Zur Herausarbeitung und Darstellung von Wechselwirkungsprozessen zwischen Plattformhangrelief und Fazies wurde auf die Darstellung von zwei Nord-Süd verlaufenden Querprofilen am asymmetrisch ausgebildeten NE Beckenrand zurückgegriffen (A-A', B-B'). Die Positionierung der 40 km voneinander, senkrecht zum Plattformrand, entfernten Querprofile erfolgte unter Berücksichtigung der Ausbildung des Plattformhangreliefs. Die in größerer Entfernung zu den Querprofilen gelegenen Profile wurden entlang des Verlaufes gleicher Mächtigkeiten (Isopachen) in die jeweiligen Querprofile hereinprojiziert.

4.1 Ca₂-Plattform

Die Ca₂-Karbonatplattform entspricht einer „rimmed platform“ (Read 1985), gekennzeichnet durch ein NW-SE streichendes schmales Barrensystm und einer im rückwärtigen Raum breit angelegten Lagune und Sabhka (Abb. 7). Das Barrensystm erstreckt sich in NE Deutschland über eine Entfernung von 80 km und einer Breite von durchschnittlich 1,5 km. Im Osten ist eine Verbreiterung auf 2,5 km zu beobachten (Abb. 1, 7). Die Lagune ist asymmetrisch angelegt, mit einer geringeren Breite im Osten (<12 km) und eine größere Ausdehnung im Westen (>15 km). Die Ablagerungen der Ca₂-Plattform werden vom Relief der unterlagernden A₁-Plattform beeinflusst. Reflexionsseismische Untersuchungen und stark erhöhten Mächtigkeiten des A₁ im Bereich des schmalen Ca₂ Barrensystms (siehe Abb. 12b) könnten eine primär vorhandene A₁-Topographie, bestehend aus Hoch- und Tieflagen belegen, deren Entstehung auf synsedimentäre Tektonik im A₁ zurückzuführen ist (Abb. 8, siehe Kap. 7.2/3).

Post-A1 Verkarstungen (siehe Kap. 5.3) verstärken das Prä-Ca2 Relief und führen zu Differenzationen in der Anlage und Ausbildung der Ca2 Faziestypen- und zonen.

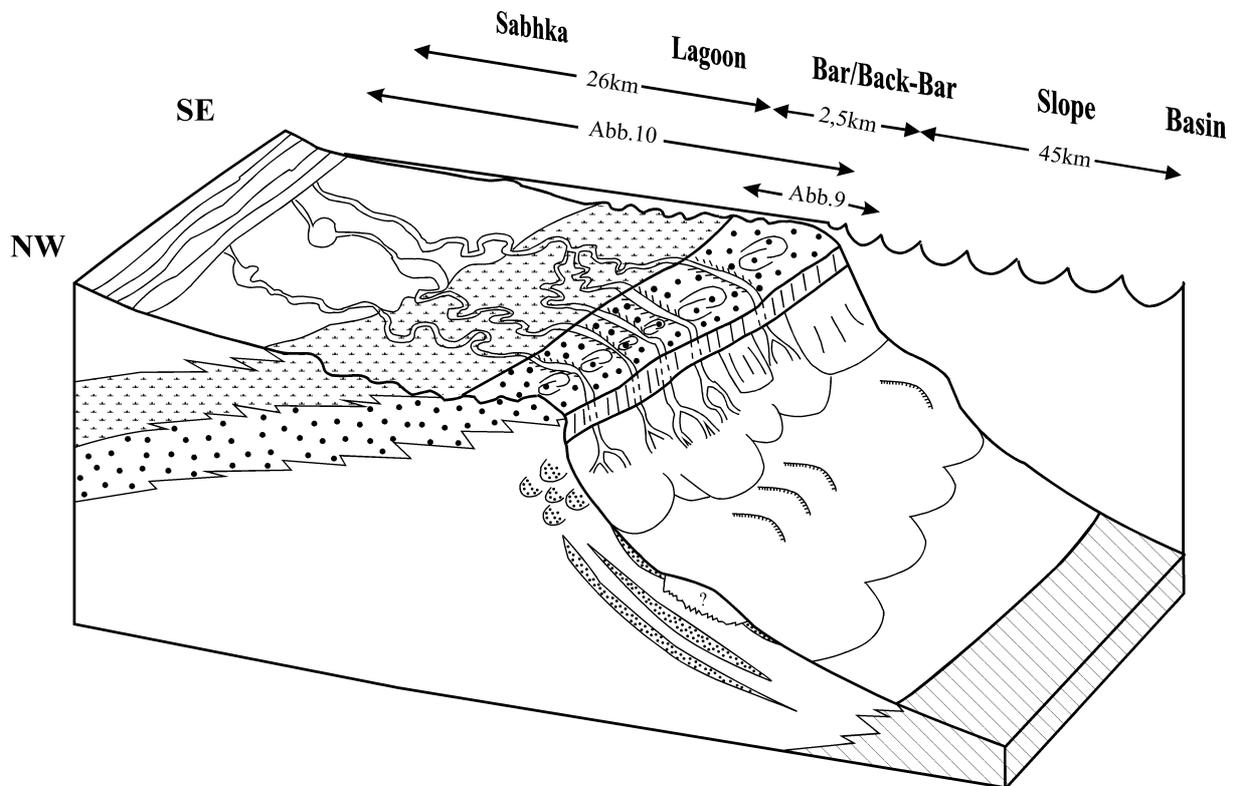


Abb. 7: Detailliertes Faziesmodell für das Staßfurtkarbonat (Ca2) im Hochstandssystemtrakt (HST) am NE Beckenrand des südlichen Zechsteinbeckens (Legende: siehe Abb. 1). Der NE Beckenrand am südlichen Zechsteinbecken entspricht einer „rimmed platform“ (nach Read 1986), charakterisiert durch einen schmalen Barrenkomplex, einer asymmetrischen Lagune/Sabhka und einen durch Rinnensysteme, Turbiditfächern und submarinen Hochlagen gekennzeichneten Plattformhang.

Auf topographischen A1-Hochlagen (Profile 3, 13, 14, 15) sedimentieren größtenteils mächtige flachmarine Barrensedimente (Ooid-bar/shoal Fazies, Ooid-inter/back-bar Fazies), entgegen in topographisch tiefliegenden Arealen sich mächtige Ca2-TST Rinnensysteme in die unterlagernde A1-Plattform einschneiden (Profil 2, 4, 5, 8; Abb. 8). Diese großen N-S streichenden Transportbahnen bleiben zum Teil auch im Ca2-HST erhalten und führen hier zur Bildung mächtiger „Tidal-channel“ (Profil 8, siehe unten). Das A1-Relief ist möglicherweise verantwortlich für die Differenzierung des schmalen Ca2 Barrensystems in einen eigentlichen Barrenkomplex bestehend aus einer Vielzahl kleiner Barren („Bar“) und einer im Rücken dieser Barren angelegten Depression, die im Ca2-HST zum Großteil mit algenlamierten Sedimenten (Algal-laminated-shoal, Tidal-flat, Algal-tidal-flat) verfüllt wird („Back-Bar“; Abb. 9, 10).

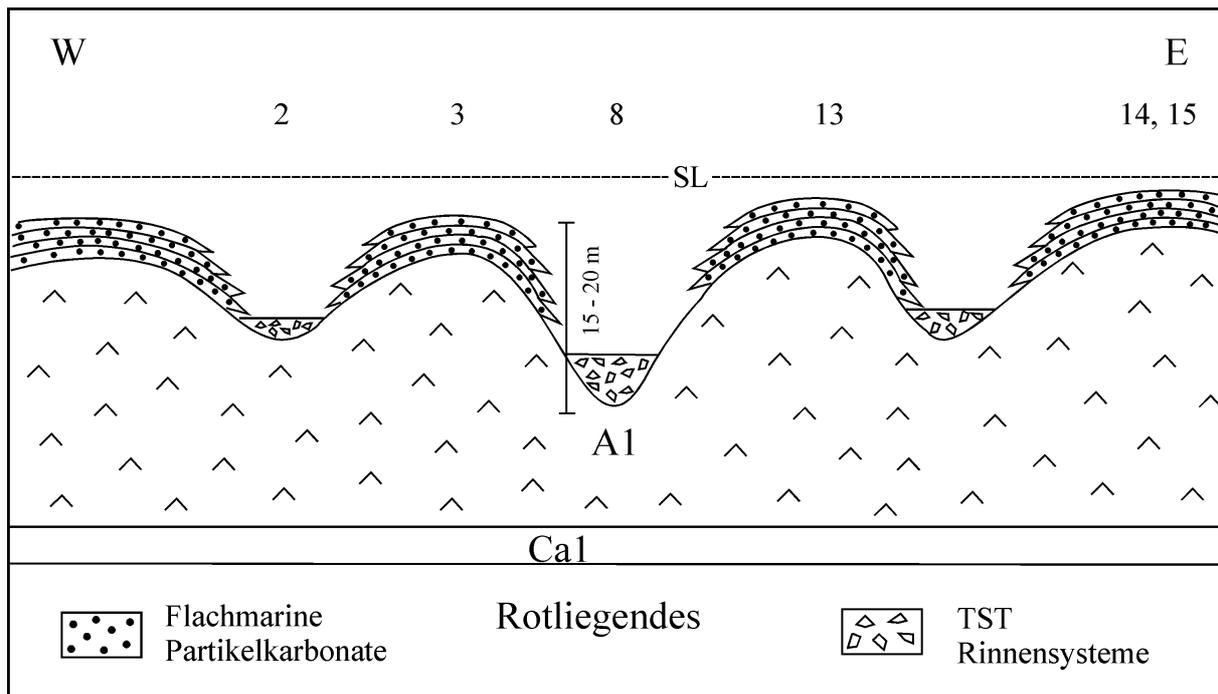


Abb. 8: Schematische Darstellung des A1-Reliefs im Bereich des schmalen Ca2-Barrensystems und deren Beziehung zur Anlage von Rinnensystemen im TST in paläogeographischen Tieflagen bzw. zur Bildung mächtiger flachmariner Partikelkarbonate im HST auf paläogeographischen A1-Hochlagen. Die Lage der Profile auf dem Ca2-Barrensysteem ist der Abbildung 1 zu entnehmen.

Das schmale Ca2 Barrensysteem streicht parallel zum Plattformrand (NE-SW) und wird durch senkrecht zum Barrensysteem verlaufenden Rinnen („Tidal channels“) in kleinere Barren gegliedert (Abb. 7, 10). Die laterale Erstreckung der einzelnen Barren ist aufgrund fehlenden Kernmaterials nur mit Hilfe von Beobachtungen in analogen Ablagerungen des Perms (Guadalupe Mountains, Asquith 1979) und rezenter Ablagerungen auf den Bahamas (Ball 1967; Hine 1977; Hine et al. 1981) bzw. der Trucial Coast des Arabischen Golfes (Purser 1973a; Bathurst 1975; Schreiber et al. 1986) möglich. Berücksichtigt man weiterhin die laterale Erstreckung der nachgewiesenen E-W streichenden A1-Anomalien im Bereich des Ca2 Barrensysteem (siehe Abb. 12b), so besitzen die einzelnen Barren eine wahrscheinliche laterale Ausdehnung zwischen 1-10 km. In gewisser Entfernung vom eigentlichen Barrensysteem (<1 km) kommt es im rückwärtigen Raum ebenfalls zur Herausbildung kleinerer Barren, womöglich ebenfalls A1-Hochlagen aufsitzend (Abb. 10).

Die Rinnen erstrecken sich ausgehend von supratidalen, landnahen Ablagerungen der Sabhka, über sub- intertidale Ablagerungen der Lagune und des Barrensysteem („Bar“, „Back Bar“) bis hin zum Plattformrand (>25 km) und gehen in die verzweigten Rinnensysteme der Hangablagerungen über (Abb. 7, siehe Kap. 4.2).

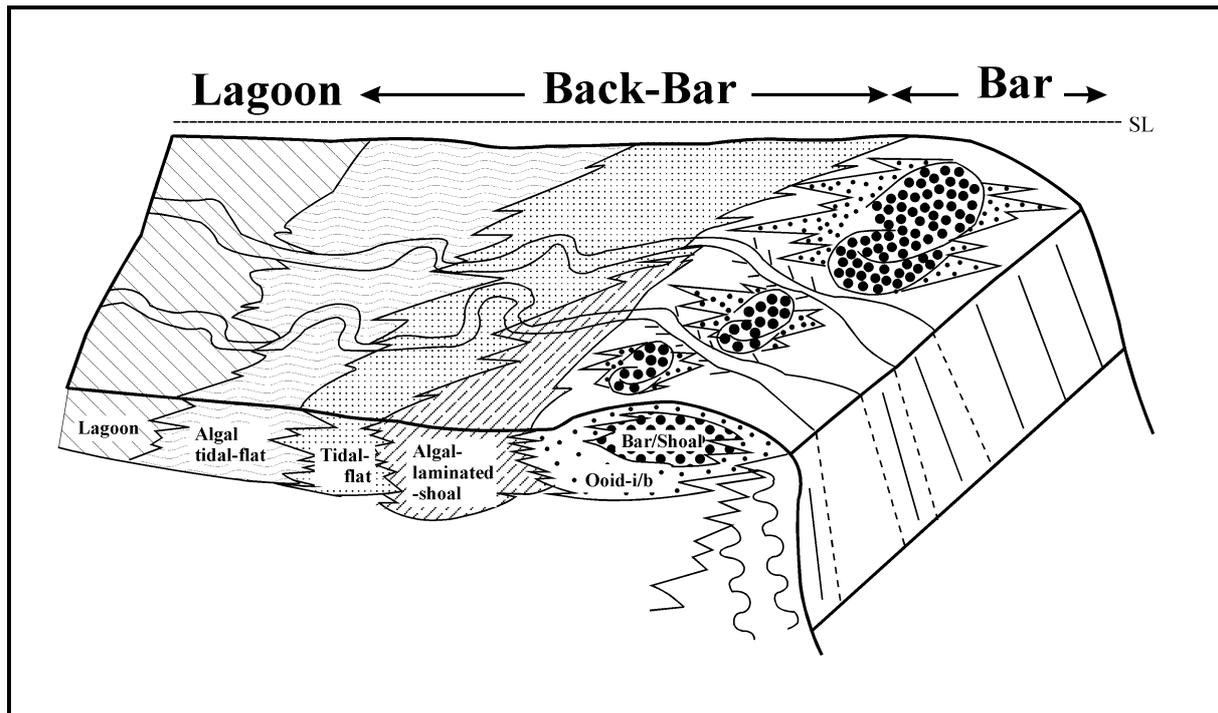


Abb. 9: Schematische Darstellung zur Anordnung und Lage der subtidalen und peritidalen Fazieskörper auf dem schmalen Barrensensystem („Bar“, „Back-Bar“). Für die genaue Position siehe Abb. 7.

Die Rinnen bilden in den unterschiedlichen Fazieszonen verschiedene komplizierte Sedimentationsmuster aus. Durch die laterale Verlagerung der stark mäandrierenden Rinnen kommt es zur Bildung sogenannter „point bar“ Ablagerungen, wobei eine Abfolge durch eine grobklastische Lage an der Basis („flat pebble Konglomerate“), übergehend in kreuzgeschichtete grainstones und am Top durch mudstones charakterisiert wird. Eine Vielzahl solcher „fining-upward“ Zyklen belegen die ständig laterale Verlagerung der Rinnen auf dem schmalen Ca2 Barrensensystem (Profile 5, 8, 9; Abb. 10). Algenlaminierter mudstones (Algal-tidal-flat) mit geringmächtigen grainstone Lagen dokumentieren sturminduzierte Ablagerungen im Randbereich der Rinnensysteme (Levee; Profile 2, 4, 7). Eine Abnahme in der Anzahl und Mächtigkeit der grainstones innerhalb der algenlaminierter mudstones kann mit einer zunehmenden Entfernung vom hochenergetischen Ablagerungsraum der Rinnen korreliert werden. In der Lagune kommt es zwischen mäandrierenden Rinnensystemen zur Herausbildung vereinzelter hypersalinerer Tümpel („pond“, Profil 40, Abb. 10). Die durchschnittliche Tiefe der Rinnen beträgt 3 m. Im Back-Bar Bereich können sie sich bis zu 15 m in die unterlagernden Sedimente einschneiden (Profil 5, 8; Abb. 10). Ein verstärktes Einschneiden der Rinnensysteme am unmittelbaren Plattformrand konnte nicht nachgewiesen werden.

Vielmehr ist anzunehmen, daß in Richtung Plattformrand eine Abnahme in der Fließgeschwindigkeit erfolgt, die sich in einer möglichen Rinnenverbreiterung am unmittelbaren Plattformrand widerspiegelt (Abb. 10). Nach Beobachtungen in analogen, semi-ariden Ablagerungen könnten die Rinnen eine ungefähre Breite zwischen 10 und 200 m besitzen (Bathurst 1975).

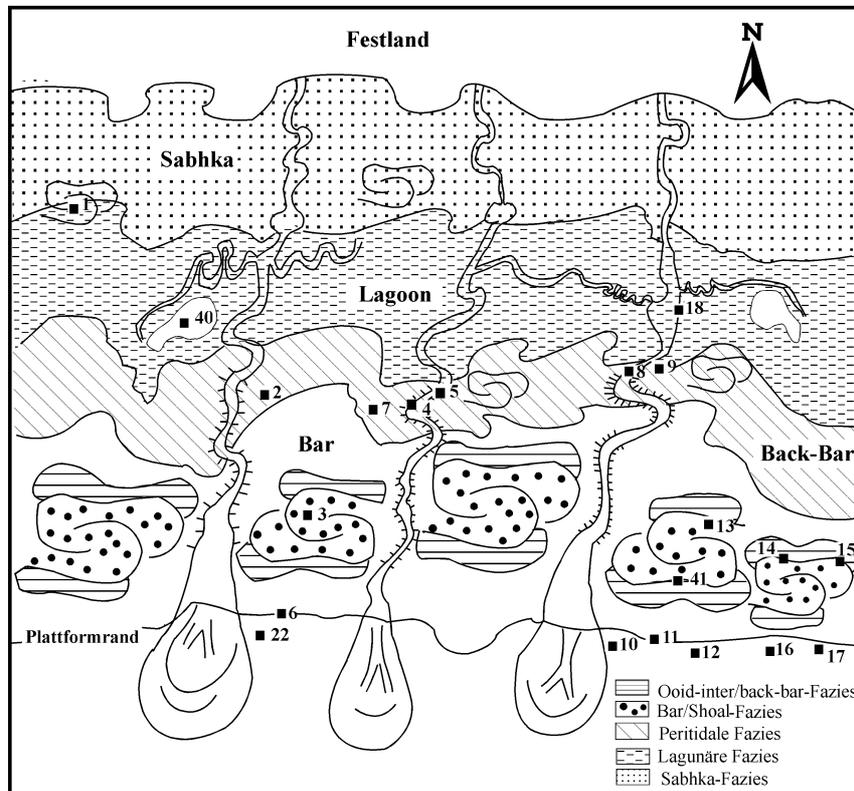


Abb. 10: Schematisierte Aufsicht auf die Ca₂-Karbonatplattform am NE Beckenrand im Bezug zur Anlage der Fazieszonen- und körper (vgl. Abb. 7). Die Lage der Profile siehe Abb. 1 (Profile siehe Anhang).

Mächtige, hellbraune grainstones mit einer Vielzahl an Schrägschichtungskörpern dominieren in den nachgewiesenen Zyklen der einzelnen Barren („Bar“, siehe Kap. 5.2.1) und sind Anzeiger eines hochenergetischen Ablagerungsraumes (Ooid-bar/shoal Fazies). Zentrale Barrenprofile (Profil 3) weisen im Liegenden eine Vielzahl flacher (10-20°) Schrägschichtungskörper auf („small-to large scale-cross stratification“), die den Einfluß küstenparalleler Längsströme und aggradierender Sandloben zwischen der Schönwetterwellenbasis („fairweather wave base“) und niedriger Tide aufzeigen (<15 m, „shoreface“ Bereich). Zum Hangenden dominieren trogförmige („through-cross stratification“) und bimodale („herringbone-cross stratification“) Schichtungskörper mit vermehrter Einschaltung grobklastisch-gradierter Lagen.

Die vertikale Veränderung der Schichtungsgefüge in den Profilen deutet auf eine verstärkte Beeinflussung des Sedimentationsraumes durch Tidenhübe und Stürme innerhalb des „foreshore“ Bereiches zwischen niedrigen und hohen Tidenhub an (<5 m; „low to high tide“), die durch grobklastisch-intraklastenreiche Horizonte am Top einzelner Zyklen belegt werden (Profil 3). In Bereichen mit größerer Distanz zu den Barren dominieren sowohl in landwärtiger, als auch plattformrandnaher Position zum Großteil schichtungslose-massige grainstones (Profile 6, 11, 13, 14, 15). Sie sind Anzeiger eines niedrigeren energetischen Ablagerungsbereiches im Randbereich einzelner Barren.

Die zwischengeschalteten schräg- und kreuzgeschichteten grainstones (Ooid-inter/back-bar; Profile 2, 3, 6, 7, 11, 14, 15, 41) repräsentieren sogenannte „washover fans“, die durch Gezeitenströme und/oder Stürme in den rück- bzw. vorwärtigen Raum einzelner Barren geschüttet worden sind (Abb. 9, 10). Im unmittelbaren Randbereich der Barren dominieren hierbei mächtigere, zum Teil mit hohem Bioklastenanteil führende grainstones (proximale „washover fans“; Profile 3, 14, 15). Mit größerer Entfernung ist eine Verringerung in der Mächtigkeit und Korngröße der grainstones zu beobachten (distale „washover fans“, Profil 2). Im „Back-Bar“ Bereich dominieren algenlamierte mud- und wackestones (Algal-tidal-flat) und bioklastenführende mud-, wacke- und packstones (Tidal-flat/Tidal-flat channel; Profile 2, 4, 5, 7, 8, 9). Die an der Basis einzelner Zyklen befindlichen geringmächtigen, kreuzgeschichteten, trogförmigen und rippelgeschichteten grainstones (Profile 4, 5, 8) bzw. geringmächtigen-gradierten grainstones innerhalb umgelagerter Algenmatten (Profile 2, 7) dokumentieren einen hochenergetischen - im „Rücken“ der Barre - befindlichen Ablagerungsbereich, der vermehrt durch Gezeitenströme und Stürme beeinflusst wird (Abb. 9, 10). In Profilen im Randbereich zur Lagune (Profile 5, 8, 9) konnten eine Vielzahl erosiver intraklastenreicher Lagen („flat pebble conglomerates“) nachgewiesen werden. „Flat pebble“ Konglomerate können sowohl als Aufarbeitungsprodukte supratidaler Sedimente (Stürme) oder als Bestandteil von Rinnenablagerungen gedeutet werden (siehe oben).

Ablagerungen in der Lagune/Sabhka (Profile 1, 18, 40) zeichnen sich durch eine Vielzahl unterschiedlicher Sedimente aus, die verschiedenen Ablagerungsmilieus innerhalb der Lagune entsprechen. Es kann hierbei zwischen hochenergetischen (Profile 1, 18) und niedrigenergetischen (Profil 40) Ablagerungsräumen unterschieden werden.

Dominierende bioturbate mudstones mit vereinzelt geringmächtigen grainstones und Algenmatten postulieren einen geschützten Ablagerungsraum („pond“), der sich möglicherweise zwischen mäandrierenden Rinnensystemen befindet (Profil 40, Abb. 10). Es fehlen hier entgegen den anderen Profilen jegliche Hinweise für zyklische Ausbildungsmuster. Ursache hierfür ist die geschützte Positionierung des Profils in einem „pond“ mit größerer Wassertiefe (<10 m). Vereinzelt grainstone Lagen sind mit großer Wahrscheinlichkeit auf fluktuative sturminduzierte Ablagerungen zurückzuführen. Die Sedimente in den Profilen 1 und 18 charakterisieren einen hochenergetischen, Sturm- und Gezeiten beeinflussten Ablagerungsraum, die sich voneinander durch ihre differenzierte Entfernung zum Festland voneinander unterscheiden. Umgelagerte Algenmatten (Stromatolite), intensiv schräggeschichtete („small-scale- and herringbone-cross stratification“) und gradierte grainstones bauen zum Großteil das Profil 18 auf. Die Schrägschichtungsgefüge innerhalb der grainstones in Kombination mit einer Vielzahl von kleinen „fining-upward“ Zyklen und umgelagerten Stromatoliten könnten Ablagerungen innerhalb einer Rinne oder im unmittelbaren Randbereich aufzeigen (Abb. 10). Sturm-generierte Ablagerung führen zur Bildung gradierter grainstone Lagen und frühzementierter, zerbrochener mudstones („intraclastic layers“).

Das Profil 1 kennzeichnet analog des Profils 18 einen hochenergetischen, sehr flachen Ablagerungsraum. Ton- und Siltlagen belegen die zunehmend terrigene Beeinflussung des Sedimentationsraumes durch das Festland. Umgelagerte Stromatolite mit zwischengeschalteten grainstones im Liegenden, pedogenen Bildungen („regolith“) und „chicken-wire“ Anhydriten im Hangenden des Profils machen eine Zuordnung des Profils 1 im Übergangsbereich zwischen Lagune und Sabhka möglich (Abb. 10). Bemerkenswert ist die Einschaltung eines massigen grainstone Körpers mit Gradierungsgefügen, vereinzelt Fenstergefügen und intraklastenreichen Lagen, der einem überwiegend einem durch Stürme (Tiden) induzierten Ablagerungsraum aufzeigt („Beach-Tidal bar?“ Abb. 10).

Die semi-ariden Ablagerungen der Ca₂ Plattform können mit rezenten, ariden Ablagerungen im Persischen Golf in der Nähe von Abu Dhabi verglichen werden (Abb. 11).

Hierfür sprechen ähnlich zusammengesetzte Fazieskörper innerhalb einzelner Fazieszonen, die äquivalente geometrische Anlage der Fazieszonen (Barre, Back-Bar, Lagune, Sabhka) und die starke Beeinflussung des subtidalen-, intertidalen-, und supratidalen Ablagerungsraumes durch senkrecht zum Plattformrand verlaufender Rinnensysteme. In beiden Ablagerungsbereichen kontrolliert ein pre-existierendes Relief das Sedimentationsmuster, welches zu einer starken Differenzierung des Ablagerungsraumes in Hochlagen (Barrenkomplexe) und tieferliegenden Arealen („Back-bar“, Lagune etc.) führt.

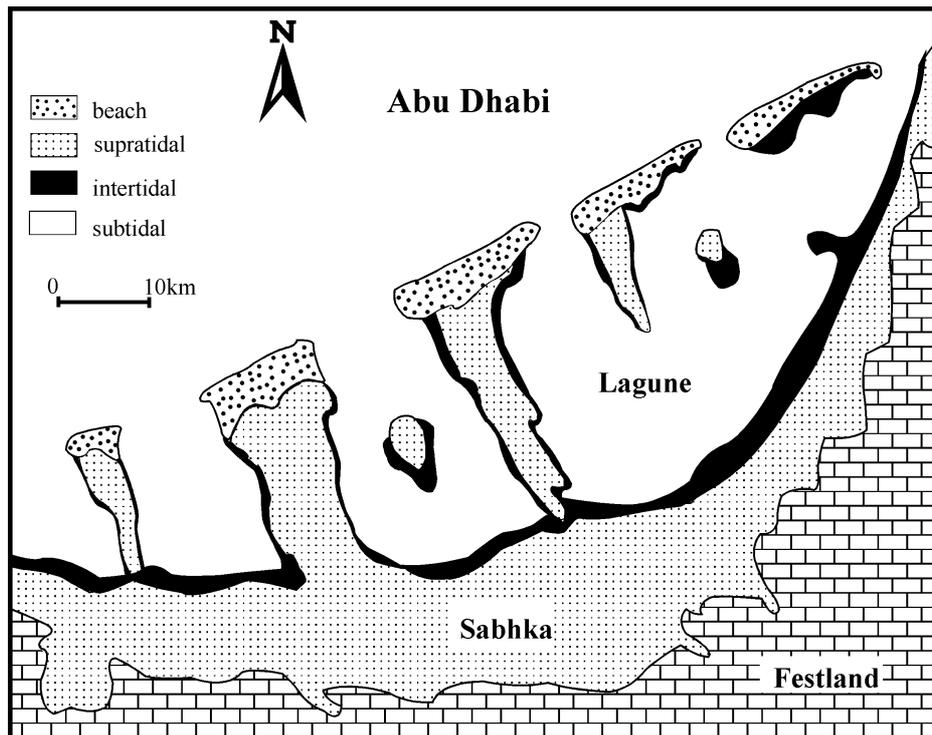


Abb. 11: Vereinfachte Karte der rezenten Tidal-Flat Ablagerungen auf der Karbonatrampe von Abu Dhabi (Persischer Golf, nach Purser 1973).

4.2 Ca₂-Hang- und Becken

Die Hang- und Beckensedimente des Ca₂ kommen am NE Beckenrand in einem asymmetrischen, morphologisch durch den unterlagernden Werraanhydrit (A1) strukturierten Becken zur Ablagerung (Abb. 12). Der Plattformhang am NE Beckenrand wird durch unterschiedliche Hangmorphologien geprägt, deren Ca₂-Hangablagerungen eine Mischung aus Erosion, Transport und Sedimentation („erosional/bypass/depositional slope“) belegen. Der A1 zeichnet sich durch ein steiles Relief im Westen (Durchschnitt 4°) und ein wesentlich flacheres im Osten (Durchschnitt 0,4°) aus. Die ermittelten Werte beziehen sich auf nicht dekomprimierte A1-Teufenwerte und verfälschen den wahren Hangwinkel.

Dietrich-Wächter (1993) ermittelten anhand von Dekompaktionsprofilen am NE Beckenrand einen Hangwinkel von ungefähr 1° . Die reliefbedingte Differenzierung des A1 führt zusammen mit tektonischen und/oder eustatischen Einflüssen zu einem komplizierten Sedimentationsmuster der Hang- und Beckenkarbonate. Der Verlauf der Isopachen des A1 und Ca2 macht die starke Versteilung des Hangs zum Plattformrand im Westen sichtbar (Querprofil A-A', Abb. 12). In den obersten Hangprofilen (Profil 22) dominieren infolge dessen Erosions- und Transportvorgänge („erosional and bypass slope“). Sie werden durch sehr geringmächtige Ablagerungen (<5 m) und zwischengeschaltene Hardgründe dokumentiert (Abb. 13a). Bei nachlassendem Relief kommt es in oberen und mittleren Hang zu Ablagerungen einer Vielzahl mächtiger, amalgamierter grobklastischer Turbidite (Grobklastische Turbiditfazies; Profile 21, 23, 39), die am NE Beckenrand die mächtigsten Hangablagerungen darstellen (20-25 m, Abb. 13a). Amalgamierte Turbidite, geringmächtige feinkörnige Turbidite (Ta-e) und schwarze Laminite belegen ein Wechselspiel zwischen Transport, Sedimentation und Sedimentationsstillstand („depositional- and bypass slope“).

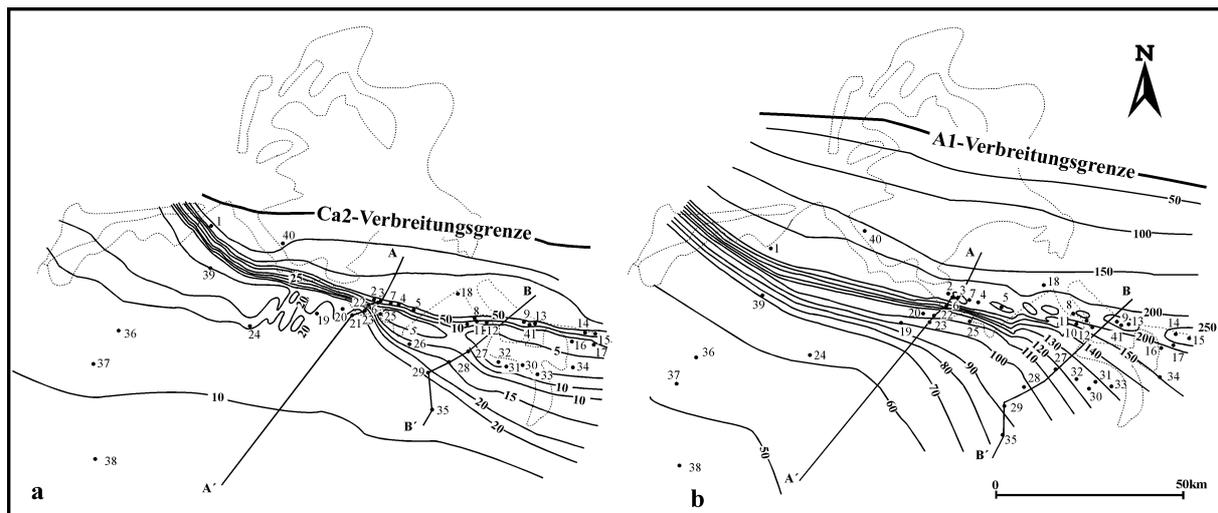


Abb. 12: Mächtigkeitskarten (Isopachen) und Verbreitungsgrenze des Staßfurtkarbonats (Ca2, a) und des Werraanhydrits (A1, b) am NE Beckenrand des südlichen Zechsteinbeckens. Senkrecht zum Plattformrand wurden Querprofile (A-A' und B-B') von der Plattform bis ins Becken konstruiert (Profile siehe Anhang).

Zum unteren Hang ist eine Reduzierung der Hangmächtigkeit und der Mächtigkeiten in den Turbiditen festzustellen (Profile 19, 20, 24). Die unteren Hangablagerungen bestehen aus zum Großteil massig-gradierten Turbiditen (Mittelkörnige Turbiditfazies; Ta,- Tab-Bouma Sequenzen) und geringmächtigen, unvollständigen feinkörnigen Turbiditen (Tc-e etc., Abb. 13a).

Im Übergangsbereich zum Becken (35 km vom Plattformrand; Profile 36, 37) ist Mächtigkeitszunahme zu beobachten, die in den Ablagerungen mächtiger mud- und geringmächtiger Siltturbidite (Feinkörnige Turbiditfazies; Tc-e, Td-e) begründet liegt. Hierbei kommt es zur Herausbildung einer konvexen Aufwölbung im unteren Hang (Abb. 13a). Beckenablagerungen werden durch sehr geringe Mächtigkeiten charakterisiert (Abb. 13a; Profil 38). Im Osten des Plattformhanges existiert ein wesentlich flacheres Hangrelief ($<1^\circ$). Entgegen den Beobachtungen am westlichen Beckenrand ist zum Plattformrand eine Verflachung des Reliefs festzustellen (Abb. 12). Ablagerungen des mittleren Hanges werden durch sehr geringmächtige, grobklastische Turbidite (Grobklastische Turbiditfazies; <5 m; Profile 32, 33, 34) charakterisiert („depositional slope“, Abb. 13b). Durch eine geringfügige Versteilung des Reliefs in Richtung Becken ist eine Zunahme in der Anzahl der turbidalen Ablagerungen und der Hangmächtigkeiten im unteren Hang nachweisbar (Profile 26, 27). Das turbidale Ausbildungsmuster entspricht im unteren Hang denen des westlichen Hanges (Mittelkörnige Turbiditfazies; Ta-Turbidite und geringmächtige, feinkörnige Turbidite). Analog der Ablagerungen im Westen kommt es im Übergangsbereich zum Becken („base of slope“) zur konvexen Aufwölbung (25 km vom Plattformrand; Abb. 13b; Profile 28, 29, 35).

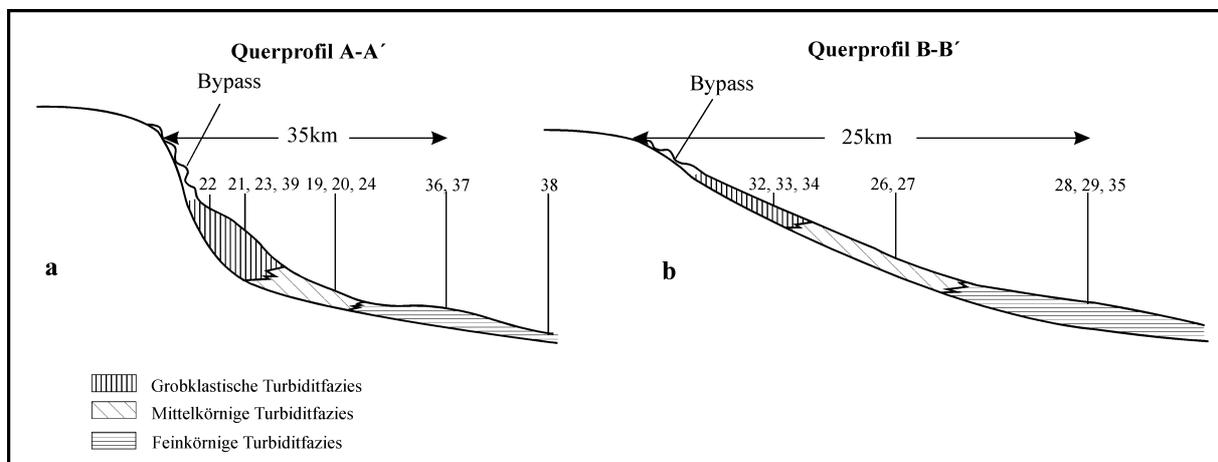


Abb. 13: Vergleich im turbidalen Ablagerungsmuster im HST des Ca2 zwischen Querprofil A-A' (a) und Querprofil B-B' (b) am NE Beckenrand des südlichen Zechsteinbeckens. Die Profile (siehe Anhang) wurden auf die entsprechenden Profillinien projiziert (siehe Abb. 12).

Das Ablagerungsmodell der Ca2-Plattformhangesedimente entspricht einer Kombination aus einem mehr oder weniger parallel zum Plattformrand angelegten Sedimentations- und Schüttungsmuster („apron“ Modell) und einem durch Rinnen und Fächer geprägten Sedimentationsraum („fan“-Modell, Abb. 7).

Am steilen Westhang des NE Beckenrandes liefern deutliche vertikale Trends in den Ablagerungsräumen (oberer, mittlerer und unterer Hang) und die zum Großteil auftretende laterale Diskrepanz in den turbiditischen Ablagerungen des mittleren Hanges wichtige Anhaltspunkte für die Sedimentzufuhr durch existierende Rinnensysteme. Amalgamierte grobklastische Turbidite (Profile 21, 23, 39) mit zwischengeschalteten geringmächtigen, feinkörnigen Turbiditen (Ta-e, Tb-e) und hemipelagischen mudstones (Laminite, Mud Turbidite) entsprechen Ablagerungen eines verzweigten - und zum Teil verwilderten Rinnensystem im oberen und mittleren Hang („upper-mid fan“; Abb. 14a). Die vertikale Abfolge wird durch eine Vielzahl solcher geringmächtiger thinning- und fining upward Zyklen charakterisiert (0,5-3 m). Die Zyklen werden als Rinnenverfüllungsablagerungen (Mutti-Lucchi 1975; Stow 1984b) und laterale Rinnenmigrationsablagerungen gedeutet (Walker 1985, „channel-levee-deposits“, Abb. 14a). Die geringmächtigen thinning- und fining-upward Zyklen in Ablagerungen des oberen und mittleren Hanges sind in große thickening- und coarsening-upward bzw. thinning- und fining-upward Zyklen eingebunden (2-10 m; Abb. 14a). Die mächtigen thickening- und coarsening-upward Zyklen postulieren die Progradation der Plattform im spätem Hochstand des Meeresspiegels (Ca2-HST, Kap. 5). Aufsitzende thinning-upward Zyklen (Profile 20, 21, 23) könnten einem neuerlichen lokalen Einschneiden von Rinnensystemen entsprechen (Shanmugam 1980) oder sie sind auf nachlassende Sedimentzufuhr vom Plattformrand infolge tektonischer und/oder eustatischer Prozesse zurückzuführen (Kap. 5, 7).

Die Profile 20 und 25 stellen mit ihren geringmächtigen, zum Großteil feinkörnigen Turbiditen „interchannel“-Ablagerungen zwischen den Rinnensystemen dar. Im Übergangsbereich zu den unteren Hangablagerungen des Westhanges dominieren große thinning- und fining upward Zyklen (4 m; Profil 19). Vereinzelt lagern kleine thinning- und fining-upward Zyklen (2 m) größeren thickening- und coarsening upward Zyklen auf (5 m, Profil 24). Die Profile können Bereichen des unteren mittleren Turbiditfächers zugeordnet werden. Die Entstehung der thinning- und fining-upward Zyklen ist neben dem möglichen Einschneiden von lateral migrierenden Rinnensystemen in unterlagernde Turbiditfächer (Ricci Lucchi 1975, Shanmugam 1980) bzw. lateralen Lobenmigrationen (Walker 1984) an das steile A1-Relief und/oder abnehmender Sedimentzufuhr (Tektonik/Eustasie) von der Plattform gekoppelt (Kap. 7).

Weniger deutlich ausgebildete große thickening- und coarsening-upward Zyklen in unteren Hangablagerungen (Profil 24) könnten die Progradation der Plattform im späten Ca2-HST belegen (Kap. 5) und/oder sie kennzeichnen den fortschreitenden Aufbau des Turbiditfächers (Ricci Lucchi & Valmori 1980).

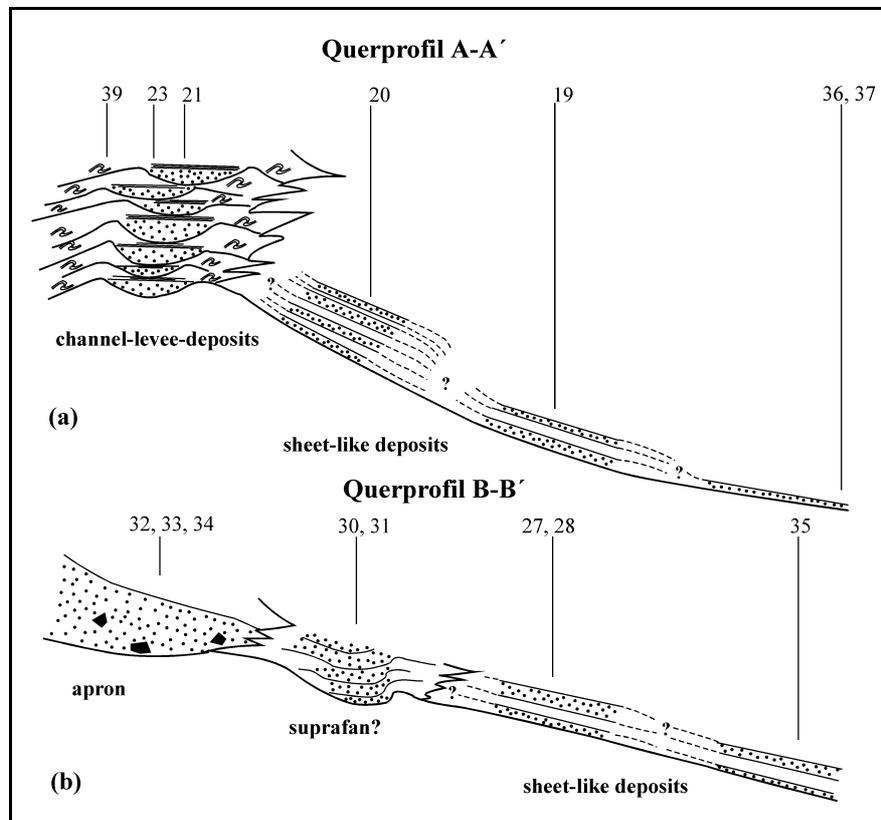


Abb. 14: Vergleich einiger Details in der Faziesarchitektur der turbidalen Ablagerungen im HST des Ca2 zwischen Querprofil A-A' (a) und Querprofil B-B' (b) am NE Beckenrand des südlichen Zechsteinbeckens. Die hierzu bearbeiteten Profile (siehe Anhang) wurden z.T. auf die Profillinien hereinprojiziert (siehe Abb. 12).

Neben eingeschnittene Rinnensystemen im mittleren Hang führen sogenannte submarine Hochlagen („submarine highs“) in den unteren Hangablagerungen am Westhang zu starken Differenzierungen der Turbiditführung in den Profilen (Abb. 7). Somit ist eine laterale Korrelation der Turbidite untereinander nicht möglich. Profile im unmittelbaren Randbereich solcher Hochlagen weisen eine verstärkte Einschaltung grobklastischer und feinkörniger Turbidite auf (Profil 24). Die senkrecht zum Plattformrand verlaufenden submarinen Hochlagen dienen als Transportbahnen des vom Plattformrand gelieferten Materials und verteilen die turbiditischen Ablagerungen in Abhängigkeit von der Entfernung zu den jeweiligen Hochlagen. Die grobklastischen, zum Teil invers gradierten Turbidite in mittleren Hangablagerungen des flachen Osthangs (Profile 32, 33, 34) können als „apron“ Ablagerungen gedeutet werden (Abb. 14b).

Gegen eine Ablagerung der Turbidite als Rinnensedimente sprechen die fehlende vertikale Differenzierung, fehlende interne Erosions- und Ablagerungsmarken (Amalgamierung) und die gute laterale Korrelation der sehr geringmächtigen Ablagerungen über größere Distanzen (15 km). Weiterhin konnten keinerlei Anzeiger von existierenden Rinnensystemen auf der östlichen Ca₂-Plattform nachgewiesen werden, die zu punktförmigen Ablagerungen in Form eines Turbiditfächers am Hang führen sollten. Die geringen Mächtigkeiten der mittleren Hangablagerungen (<5 m) können auf die sehr geringe Hangneigung des östlichen Plattformhanges (< 1°) und/oder geringe Sedimentzufuhr vom Plattformrand zurückgeführt werden (Kap. 5). Die Turbidite sind die grobklastischsten Ablagerungen am NE Beckenrand und haben eine Vielzahl großer, kantengerundeter Intraklasten des Plattformhanges eingearbeitet (Profil 32). Möglicherweise sind sie zusammen mit der lateralen Begrenzung der Turbidite am Osthang des NE Beckenrandes Anzeiger für regionale tektonische Prozesse an reaktivierenden Störungssystemen entlang des östlichen Plattformrandes (Kap. 7.3). In einer vor den „apron“ Ablagerungen angelegten A1-Depression in unmittelbarer Umgebung einer submarinen Hochlage kommt es zu Ablagerung amalgamierter, mittelkörniger Turbidite („suprafan?“; Profile 30, 31; Abb. 14b). In unteren Hangablagerungen des Osthanges lassen sich mittelkörnige Turbidite (Ta, Tab) vertikal und lateral gut miteinander korrelieren („sheet like deposits“) und könnten Ablagerungen eines unteren Turbiditfächers entsprechen („lower/outer fan“, Abb. 14b). Sie bilden geringmächtige thickening- und coarsening-upward Zyklen aus (3-5 m), die entweder Anzeiger eines progradierenden Turbiditfächers (Mutti & Ricci Lucchi 1972; Ricci Lucchi 1975; Mutti 1977) und/oder den Vorbau der Plattform im spätem Ca₂-HST widerspiegeln (Kap. 5).

Die lineare Sedimentzufuhr entlang des Plattformrandes, überwiegend im späten Ca₂-HST (Kap. 5), führt in den Ablagerungen des gesamten Hanges zur Ausbildung relativ plattformparalleler Faziesgürtel („apron-structure“), die sich in Richtung Becken aus einer Abnahme der Mächtigkeit und Korngröße der grobklastischen und mittelkörnigen Turbidite, einer unvollständigen Bouma-Sequenzierung feinkörniger Turbidite und mächtigen mud Turbiditen am Hangfuß („base-of slope“) äußert. Differenzierungen im westlichen und östlichen A1 Relief (siehe oben) und allozyklische Prozesse (Tektonik/Eustasie; Kap. 5,7) führen zu einer asymmetrischen Beckenfüllung (Abb. 7, 12, 13, 14).

5. Sequenzstratigraphie

Die Entwicklung sequenzstratigraphischer Modelle geht auf seismische und genetische Untersuchungen in siliziklastischen Ablagerungen zurück (Mitchum et al. 1977; Vail et al. 1977; Vail 1987; Haq et al. 1988; Van Wagoner et al. 1988; Posamentier et al. 1988). Sequenzen werden als korrelierbare Abfolgen genetisch gleicher Straten definiert, die an der Basis und am Top von erosiven Diskordanzen („unconformities“) und/oder ihren korrelierbaren Flächen gleicher Ausbildung („conformities“) begrenzt werden (Mitchum 1977; Van Wagoner et al. 1988).

Die Ablagerungen siliziklastischer oder karbonatischer Sedimente werden vorrangig von relativen Meeresspiegelveränderungen - zusammensetzend aus den eustatischen Meeresspiegelschwankungen und tektonischer Subsidenz - beeinflusst, die für die Schaffung neuen Akkommodationsraumes („accommodation space“) verantwortlich sind. Die meisten Sequenzen sind das Resultat von relativen Meeresspiegelschwankungen dritter Ordnung (1-10 Ma.). Höher frequentierte Meeresspiegelschwankungen (4er und 5er Ordnung, 100 000/10 000k.y.), eingebunden im relativen Meeresspiegelzyklus 3er Ordnung, führen zur Bildung geringmächtiger stratigraphischer Einheiten (Zyklen/Parasequenzen) innerhalb der Sequenzen. Sequenzen können in Systemtrakte („systems tracts“) unterteilt werden, die Intervalle genetisch gleicher Abfolgen darstellen.

Folgende Systemtrakte können sich in karbonatischen Systemen bei relativen Meeresspiegelschwankungen dritter Ordnung herausbilden (Abb. 15): Niedrigstandssystem („lowstand systems tract“, LST), Transgressives System („transgressive systems tract“, TST), Hochstandssystem („highstand systems tract“, HST) und Shelfrandsystemtrakt („shelf margin wedge“, SMW). Zwei Typen von Sequenzen können nach Vail & Todd (1981) unterschieden werden: LST-TST-HST (Typ 1) und SMW-TST-HST (Typ 2). Die Sequenz ersten Typs (Typ 1) überlagert eine Sequenzgrenze, welcher dadurch geschaffen wird, daß die Rate des eustatischen Meeresspiegelabfalls die tektonische Subsidenz am Plattformrand übersteigt. Meeresspiegelabfall unterhalb der Plattformkante führen zur Bildung von LST-Ablagerungen, die sich in Fächern am Fuße des Plattformhanges dokumentieren lassen („lowstand fans“ oder „lowstand wedges“; Abb. 15).

Auf der Plattform kommt es zur subaerischen Exposition (Verkarstung) und zum Einschneiden von Rinnensystemen (Abb. 15).

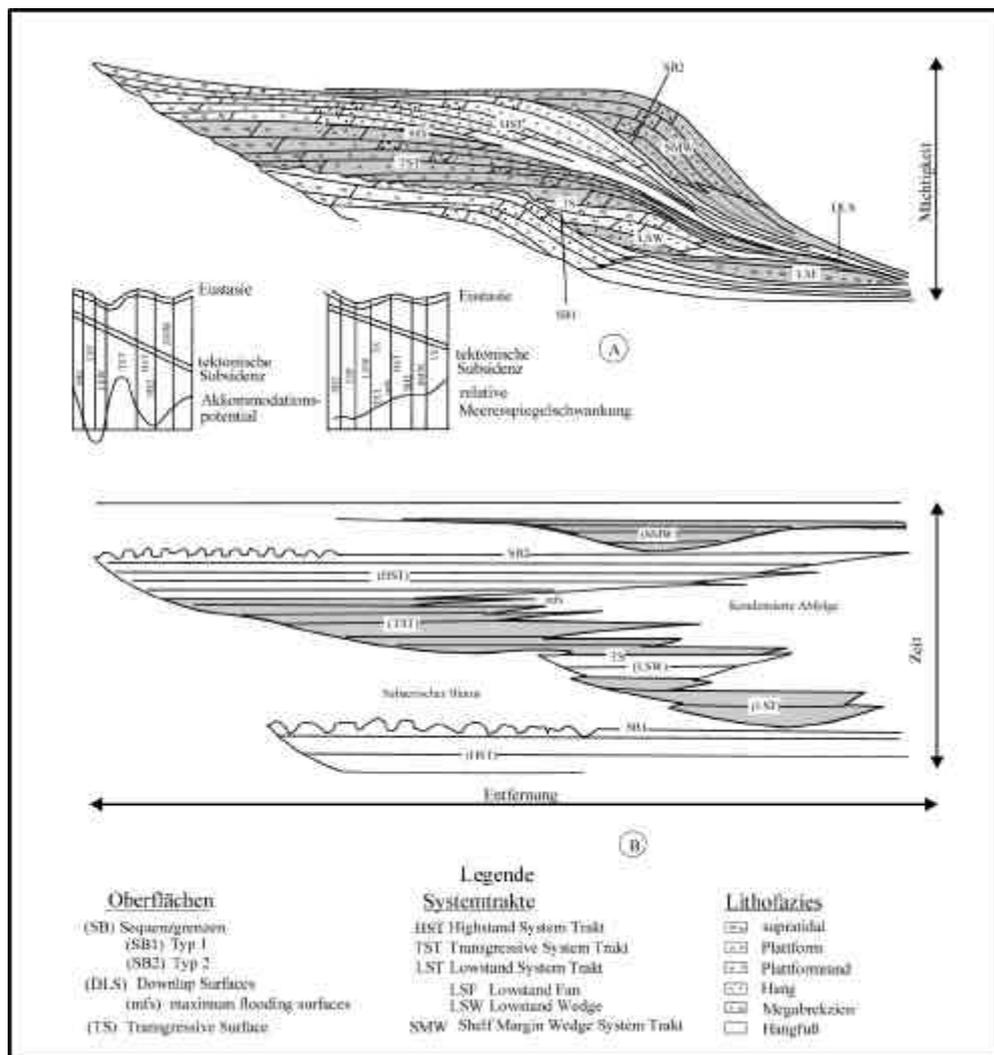


Abb. 15: (A) Schematisiertes sequenzstratigraphisches Modell einer Karbonatplattform im Bezug zur lithofaziellen Zusammensetzung, Anordnung und Geometrie der Systemtrakte (LSW, TST, HST, SMW) und der Beziehung zwischen den Systemtrakten und dem Verlauf der relativen Meeresspiegelkurve (Eustasie, Tektonik). (B) Generalisierte chronostratigraphische Abfolge („Wheeler“ Diagramm) im Bezug zu (A) (nach Sarg 1988).

Beginnt der Meeresspiegel wieder zu steigen etabliert sich der TST und auf der Plattform bildet sich nach der Überflutung eine transgressive Oberfläche aus („transgressive surface“, ts). Der TST wird durch retrogradierende Ablagerungen gekennzeichnet, mit Einheiten die die Sequenzgrenze in landwärtiger Richtung überlagern („onlap“, Abb. 15). Während des HST, bei Erreichen des Meeresspiegelmäßigstandes, kommt es zum Aufbau („Aggradation“) und/oder zum Vorbau („Progradation“) der Plattformsedimente ins Becken („offlap“; Abb. 15).

Charakteristisch ist hierbei eine klinoforme Architektur der im HST gebildeten Sedimente. Die Oberfläche zwischen TST und HST wird als maximale Überflutungsfläche („maximum flooding surfaces“, mfs) bezeichnet. Im Gegensatz zum Typ 1 ist bei einer Sequenz zweiten Typs (Typ 2) die Rate des Meeresspiegelabfalls geringer als die Rate der Subsidenz an der Plattformkante. Eine Sequenzgrenze ersten Typs wird wesentlich stärker subaerisch beeinflusst als eine Sequenzgrenze zweiten Typs, was sich in der Ausbildung mächtiger verkarsteter Oberflächen, tiefen Paläoböden und in den Schelf eingeschnittener Rinnensysteme bemerkbar macht.

Der größte Unterschied zwischen siliziklastischen und karbonatischen Ablagerungssystemen kann in unterschiedlichen Schüttungsraten in das Becken während des HST und LST beobachtet werden. Karbonatplattformen produzieren und exportieren das meiste Sediment während des HST, wenn die Plattform überflutet ist und die Karbonatfabrik ein Maximum an Produktivität zeigt („highstand shedding“ nach Droxler & Schlager 1985; Schlager 1992; Schlager et al. 1994). Dagegen werden in siliziklastischen Systemen die größten Sedimentmassen während des LST entlang tiefeingeschnittener Rinnensysteme in das Becken transportiert. Das Verhältnis zwischen Produktivität zu Meeresspiegelniveau entspricht in karbonatischen Systemen vereinfachend einer sigmoidalen Kurve, die nach Neumann & McIntyre (1985) als „start-up“, „catch-up“ und „keep-up“ Phasen bezeichnet werden (Schlager 1992). Infolge eines möglichen schnellen Meeresspiegelanstieges wird die Karbonatproduktion nur langsam „initiiert“ wird („start up“). Im weiteren Verlauf übersteigt die Karbonatwachstumsrate der meisten Karbonatplattformen die Rate des durch den Meeresspiegelanstieg geschaffenen neuen Akkommodationsraum („catch up“) bis das Karbonatwachstum durch das „Heranwachsen“ an die Meeresspiegeloberfläche eingeschränkt wird („keep up“). Das Fehlen von Akkommodationsraum „veranlaßt“ die Karbonate im späten Hochstand des Meeresspiegels über den Plattformhang zu progradieren und eine Vielzahl von Turbiditen in den Plattformhang zu schütten („highstand shedding“).

5.1. Sequenzstratigraphischer Überblick im Zechstein und Ca2

Strohmenger & Strauss (1996) und Strohmenger et al. (1996) entwickelten für die 7 Ma Jahre dauernde Zechsteinperiode (Menning 1995) ein sequenzstratigraphisches Modell, daß den Zechstein in 8 Sequenzen unterteilt (siehe Abb. 3). Die 8 Zechsteinsequenzen dritter Ordnung werden durch mehr oder weniger deutliche Sequenzgrenzen voneinander getrennt. Aufgrund von Vereisungen im spätem Paläozoikum werden sie auf glacio-eustatische Meeresspiegelveränderungen zurückgeführt (Mikhaloov et al. 1970; Frakes 1981; Ephsteyn 1981; Crowell 1978, 1982, 1983).

Da die Geometrien der Staßfurtkarbonatsedimentation durch die Plattformen des Basalen Zechstein beeinflußt sind, werden letztere aus sequenzstratigraphischer Hinsicht nachfolgend näher beschrieben. (ZS1-ZS4, siehe Abb. 3). Die Zechsteinsedimentation begann im südlichen Zechsteinbecken mit der Überflutung des Wüstenbeckens des Rotliegenden infolge einer Kombination von Subsidenz und Meeresspiegelanstieg erster und zweiter Ordnung (Smith 1970, 1979, 1980; Ziegler 1975, 1981, 1990; Glennie & Buller 1983; Taylor 1980). Aufgearbeitete Dünensandsteine des Weißliegenden (Glennie & Buller 1983) und/oder Zechsteinkonglomerate (Z1C) lassen die initiale Transgression erkennen und überlagern die erste Zechsteinsequenzgrenze („zechstein sequence boundary“; ZSB1). Der TST wird aus dem tiefmarinen „Mutterflöz“ (T1Ca) aufgebaut. Der überlagernde Kupferschiefer (T1) wird als kondensierte Einheit (CS) interpretiert und kennzeichnet die maximum flooding surfaces (mfs) der ersten Zechsteinsequenz (ZS1). Der Großteil des auf der Plattform abgelagerten Zechsteinkalks (Ca1) wird als innerhalb eines HST interpretiert. Er wird von einem geringmächtigen Karsthorizont begrenzt (ZSB2: Pöhlig 1986; Paul 1985, 1986, 1987, 1991). Flachwasseranhydrite innerhalb eines tiefmarinen Ablagerungsraumes (Pöhlig 1986; Paul 1991), als auch Ca1-Riffe auf topographischen Hochlagen (Paul 1980, 1991) repräsentieren den LST der zweiten Zechsteinsequenz (ZS2). Im Hangenden der Ca1-Plattformkarbonate aufgeschlossene Sedimente entsprechen TST Ablagerungen der zweiten Zechsteinsequenz (ZS2: Paul 1985, 1986). Der überlagernde Anhydrit der A1-Plattform, mit einer am Top aufgeschlossenen Sequenzgrenze (ZSB3), wird als Ablagerung innerhalb des HST angesehen (Strohmenger & Strauss 1996; Strohmenger et al. 1996). Im Becken und Hang repräsentiert der A1 den LSW („lowstand wedge“) der dritten Zechsteinsequenz (ZS3).

Das untersuchte Staßfurtkarbonat (Ca2) setzt sich aus dem TST und den HST der dritten Zechsteinsequenz (ZS3) und aus Teilen des LST und TST der vierten Zechsteinsequenz (ZS4) zusammen (siehe Kap. 5.3). Der obere Teil des Basalanhydrits repräsentiert den TST der vierten Zechsteinsequenz (ZS4). Die beschriebenen Sequenzen dritter Ordnung des Basalen Zechsteins repräsentieren Zeitspannen zwischen 0,5 und 3 Ma (Vail et al. 1991), die von höher frequentierten, glacio-eustatischen Meeresspiegelfluktuationen (vierter Ordnung: 0,08-0,5 Ma; fünfter Ordnung: 0,03-0,08 Ma, sechster Ordnung: 0,01-0,03 Ma) überlagert werden (Strohmenger et al. 1996).

5.2 Zyklen der Ca2-Plattform

Die Lithofaziestypen der Ca2-Plattform (vgl. Kap. 3) sind in kleine TST-Vertiefungszyklen (deepening-upward cycles) und HST-Verflachungszyklen (shallowing-upward cycles) arrangiert. Diese Zyklen sind die kleinsten erkennbaren allo- und/oder autozyklischen Ablagerungseinheiten der Ca2-Plattform (5th order, siehe Kap. 5.3), die in der sequenzstratigraphischen Terminologie sogenannten small-scale Zyklen („parasequences“ nach Van Wagoner et al. 1987) entsprechen. Sie werden als Abfolgen genetisch gleicher Schichten definiert, die durch marine Überflutungsflächen begrenzt werden („marine flooding surfaces“ nach Van Wagoner et al. 1987). Nicht selten lagern marine Überflutungsflächen Diskontinuitätsflächen (Hiaten, subaerische Expositionsflächen; Kap. 5.2.3) auf, deren Entstehung auf relative Meeresspiegelschwankungen (Transgression, Regression) und/oder autozyklischen Prozessen zurückgeführt werden können (Kap. 7). Der Beginn eines neuen Zyklus definiert sich mit Beginn einer Diskontinuitätsfläche (Hiatus, subaerischer Exposition) oder durch einen kontinuierlichen Faziesübergang („conformable cap“, Kap. 5.2.3).

5.2.1 Shallowing-upward Zyklen (HST)

Shallowing-upward Zyklen dominieren auf der Ca2 Plattform und sind Bestandteil des Ca2-HST (Kap. 5.3). Es können drei Arten von shallowing-upward Zyklen in Abhängigkeit von der paläogeographischen Positionierung auf Plattform am NE-Beckenrand unterschieden werden: subtidale-, peritidale- und lagunäre Zyklen.

Subtidale Zyklen (3 - 20 m) sind in Ablagerungen des schmalen Barrensystems (siehe Kap. 4.1) von untergeordneter Bedeutung und werden durch flachsubtidale Ablagerungen (Bar/Shoal, Ooid-inter/back-bar) gekennzeichnet, die intertidale und/oder supratidale Sedimente vermissen lassen. Der Großteil des Barrensystems wird aus peritidalen, regressiven Kleinzyklen - bestehend aus subtidalen Ablagerungen (Bar/Shoal), die von intertidalen und/oder supratidalen Ablagerungen überlagert werden (Tidal-flat/channel, Algal-tidal-flat, Sabhka) - aufgebaut. Vereinzelt fehlen basale subtidale Ablagerungen, so daß diese Kleinzyklen durch intertidale und supratidale Sedimente charakterisiert werden. Die Mächtigkeit einzelner Zyklen variiert zwischen 5 und 60 m. Lagunäre Zyklen (3 - 8 m) in der Lagune bestehen aus verschiedenen Faziestypen (Tidal-flat-channel, Beach, Sabhka; siehe Kap. 4.1). Die sub-, peritidalen- und lagunären Zyklen besitzen überwiegend einen asymmetrischen Aufbau, der sich aus dem Verhältnis zwischen subtidalen und inter- bis supratidalen Sedimenten ergibt. Die Unterscheidung der unterschiedlichen shallowing-upward Zyklen erfolgt nach lithofaziellen Gesichtspunkten, d.h. welche Fazieszonen am Top der Kleinzyklen ausgebildet sind bzw. welche Fazieszonen innerhalb der Zyklen dominieren. Zur Kennzeichnung der Zyklen wird auf numerische Nummerierung zurückgegriffen (A-I). Eine schematische Darstellung der nachgewiesenen shallowing-upward Zyklen ist in Abbildung 16 gegeben.

5.2.1.1 Subtidale Zyklen

Bar/Shoal Zyklus (Typ A)

Charakteristisch für die Entwicklung des Zyklus ist das Vorhandensein von umgelagerten grainstones an der Basis über einem Hiatus, mit Sedimentumlagerungen in Form von Massenumlagerungen („grain flow“, Abb. 16). Der Zyklus baut sich aus mächtigen, intensiv schräggeschichteten grainstones der Bar/Shoal Fazies auf. Verflachungstendenzen werden durch eine Vielzahl flacher Schrägschichtungskörper („small-scale stratification“) dokumentiert, die am Top in trogförmig geschichtete („through-cross stratification“) bzw. bimodale kreuzgeschichtete („heringbone-cross stratification“) Schrägschichtungskörper übergehen. Vereinzelt wird die Verflachung des Akkommodationsraumes durch algenlaminierter wackestones und grobklastisch-gradierte Ablagerungen am Top des Bar/Shoal Zyklus angezeigt (coarsening-upward, Abb. 16).

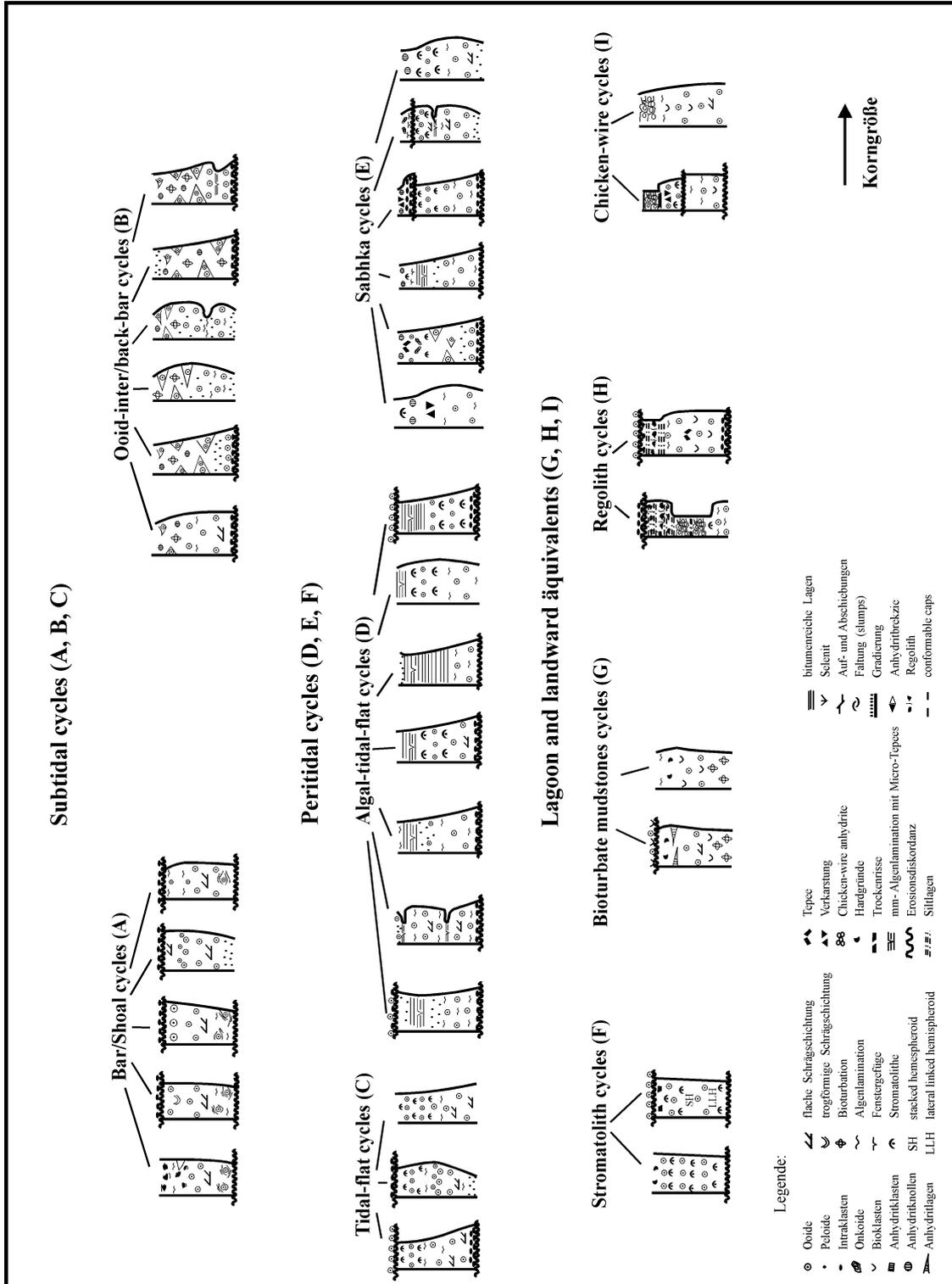


Abb. 16: Nachgewiesene Verflachungszyklen (shallowing-upward) auf der Karbonatplattform im Ca2-HST am NE Beckenrand des südlichen Zechsteinbeckens.

Untergeordnet kommt es zum Hangenden hin zur Einschaltung geringmächtiger mudstones mit vereinzelter Algenlamination (fining-upward) und umgelagerten klastenreichen Horizonten („mud flows“), die ein Relief in Form existierender Rinnen anzeigen (siehe Kap. 4.1). Nur vereinzelt entwickelt sich der Bar/Shoal Zyklus kontinuierlich aus anderen Faziesbereichen. Ein neuer Zyklus beginnt mit geringmächtigen intraklastenreichen Lagen, die diskordant auf einem Hiatus lagern (Abb. 16).

Ooid-inter/back bar Zyklus (Typ B)

Über einem Hiatus mit aufgearbeiteten Intraklasten folgen unterschiedlich mächtige subtidale grainstones (Ooid-bar/shoal-Fazies), die zum Top allmählich in mud- und wackestones mit zwischengeschalteten grainstones übergehen (Ooid-inter/back-bar-Fazies, Abb. 16). In symmetrischen Ooid-inter/back-bar-Zyklen, mit gleich großen Anteilen an massig-algenlamierten grainstones (Bar/Shoal) im Liegenden und dunkelbraunen mud- wackestones im Hangenden (Ooid-inter/back-bar-Fazies), konnten an der Basis keine Hiaten nachgewiesen werden. Vereinzelt fehlen ooidreiche grainstones (Bar/Shoal) an der Basis bzw. sind geringmächtige algenlamierte mudstones bzw. mm- geschichtete mudstones (Algal-tidal-flat Fazies) zwischengeschaltet (Abb. 16). Am Top der Ooid-inter/back bar Zyklen zeigen Bioturbation (teilweise mit Gefügezerstörung), synsedimentäre Gipsknollen und verstärkte Algenlamination („crinkled bedding“) Verflachungstendenzen auf.

5.2.1.2 Peritidale Zyklen

Tidal-flat Zyklus (Typ C)

Tidal-flat Zyklen bestehen aus symmetrisch und asymmetrisch aufgebauten Kleinzyklen. Symmetrische Zyklen werden aus massig-gradierten grainstones (Bar/Shoal) im Liegenden und aus einer Wechsellagerung vom grobklastischen packstones mit algenlamierten mudstones (Tidal-flat) im Hangenden aufgebaut (fining-upward, Abb. 16). In asymmetrischen Tidal-flat Zyklen dominieren über Hiaten mit intraklastenreichen Lagen („flat pebble conglomerates“ etc.) mächtige, zum Teil intensiv schräggeschichtete grainstones im Liegenden (Bar/Shoal), die zum Hangenden in algenlamierte grainstones und einer regelmäßigen Wechsellagerung von grainstones und mudstones übergehen (Tidal-flat/Tidal-flat channel).

Intraklastenreiche Lagen („flat pebble conglomerates“) oder grainstones leiten einen neuen Verflachungszyklus ein. In einzelnen Zyklen fehlen Hiaten an der Basis und am Top (Abb. 16).

Algal-tidal-flat Zyklus (Typ D)

Asymmetrische Algal-tidal-flat Zyklen beginnen über einer intraklastenreichen Lage („flat pebble conglomerates“) mit subtidalen grainstones (Bar/Shoal), die allmählich - durch Zunahme an mudstones und Algenlamination („crinkled bedding“) - in eine mm (cm) Wechsellagerung der Algal-tidal-flat Fazies übergehen (fining-upward, Abb. 16). Vereinzelt ist zum Top eine Zunahme an komponentenreichen Einschaltungen zu beobachten (coarsening-upward). Innerhalb der grainstones kann es durch Einschaltung geringmächtiger mm (cm) geschichteter Algal-tidal-flat Sedimente zur Aufspaltung des asymmetrischen Kleinzykluses kommen (Abb. 16). Geringmächtige symmetrische Algal-tidal-flat Zyklen werden aus schräggeschichteten grainstones (Bar/Shoal), einer Wechsellagerung von stromatolitischen Lagen, grobklastischen packstones (Tidal-flat) im Liegenden und mm-geschichteten wackestones (Algal-tidal-flat) im Hangenden aufgebaut (fining-upward). In einzelnen Zyklen fehlen die grainstones (Bar/Shoal) an der Basis (Abb. 16). Am Top gehen die Zyklen entweder kontinuierlich in andere Faziesbereiche über oder sie werden durch Hiaten mit intraklastenreichen Lagen bzw. grainstones scharf begrenzt.

Sabhka-Zyklus (Typ E)

Über einem Hiatus, mit zum Teil aufgearbeiteten Intraklasten bzw. Konglomeraten, folgen subtidale grainstones (Bar/Shoal), die allmählich in intertidale (Ooid-inter/back-bar, Tidal-flat/Tidal-flat channel) und/oder supratidale Ablagerungen (Algal-tidal-flat, Sabhka) übergehen. In wenigen Sabhka Zyklen fehlen Hiaten an der Basis (Abb. 16). Am Top einzelner Kleinzyklen konnten Lösungsserscheinungen in Form brekziöser Gefüge und mit Silt gefüllter Kavernen bzw. onkoid- bis pisoidreiche Lagen mit einer Vielzahl an Tepee-Strukturen, Trockenrisse und Fenstergefügen nachgewiesen werden. Vereinzelt sind im Topbereich der Zyklen intraklastenreiche Konglomerate eingeschaltet („flat pebble conglomerates“, Abb. 16).

5.2.1.3 Lagunäre Zyklen

Stromatolith Zyklus (Typ F)

Charakteristisch für diese Zyklen sind umgelagerte, cm - dm mächtige stromatolitische Algenmatten, die mit massig-gradierten grain-packstones wechsellagern (Tidal-flat-channel?). An der Basis gehen aufgewölbte, ineinander geschachtelte Stromatolite („stacked hemispheroid stromatolites“) in flache, weniger stark aufgewölbte Stromatolite über („lateral linked hemispheroid stromatolites“, Abb. 16). Sie dokumentieren zusammen mit einer Vielzahl an Trocken- bzw. Synereserissen am Top umgelagerter LLH-Stromatolite die Verflachung des Zykluses. In anderen Ablagerungsbereichen der Lagune wird die regressive Tendenz durch frühzementierte mudstones und Hardgründe am Top der Zyklen angezeigt (Abb. 16). Vereinzelt sind am Top kleine Hiaten ausgebildet.

Bioturbater Mudstone Zyklus (Typ G)

Der Zyklus beginnt an der Basis mit bioturbaten, bioklastenreichen mudstones (Abb. 16). Vereinzelt sind bioturbate Wühlgefüge und Bioklasten mit Glaukonit mineralisiert. Zum Top schalten sich intensiv schräg-, rippel- und horizontalgeschichtete grain- und packstones ein, die Ablagerungsbereichen einer Rinne oder Sturm generierte Ablagerungen entsprechen könnten. Zum Top ist eine Zunahme an Algenlamination zu beobachten (fining-upward). Geringmächtige Anhydritlagen am Top einzelner Zyklen belegen ebenfalls den Verflachungstrend (Abb. 16). Vereinzelt werden die Zyklen durch Hiaten begrenzt, denen bioklastenreiche wackestones aufsitzen und in einen neuen Zyklus überleiten.

Regolith Zyklus (Typ H)

Charakteristisch für die Regolith-Zyklen sind mächtige pedogene Bildungen am Top der Zyklen (1-2 m, Abb. 16). Sie bestehen aus einer Vielzahl mittelmäßig gerundeter, karbonatisch-toniger Intraklasten. Die pedogenen caps werden von vertikal, gebleichten Klüften (Rhizolithe?) und horizontalen cm - dm mächtigen Siltlagen durchzogen. Der Kleinzyklus kann mit massig-algenlamierten grainstones (Rinnenablagerung?) beginnen und über stromatolitische Algenmatten in siltreiche knollenförmige Anhydrite („chicken-wire anhydrite“) und ein pedogenen Horizont am Top übergehen. Ein neuer Zyklus wird durch mächtige grobklastische Konglomerate („flat pebbles conglomerates“) eingeleitet (Abb. 16).

Eine andere Zyklenform beginnt mit einem mächtigen „flat pebble“ Konglomerat an der Basis eines massig-bioklastenführenden packstones (Tidal-bar?). Zum Top des packstones schalten sich vermehrt algenlamierte mudstones ein (fining-upward). Der Shoal-Komplex wird am Top wiederum scharf durch einen intraklastenreichen Wurzelhorizont („regolit“) mit mächtigen Siltlagen (30 cm) abgeschlossen (Abb. 16). Ein mächtiger Hiatus schließt den Regolith-Zyklus ab.

Chicken wire Zyklus (Typ I)

Der Kleinzyklus beginnt über einen Hiatus mit algenlamierten, massig-gradierten grain- und packstones (Tidal-flat/bar?, Abb. 16). Es folgen stromatolitisch-anhydritische Algenmatten, die von dunkelbraunen, brekziös-anhydritischen wackestones („collapse breccia“) überlagert werden (fining-upward). Abgeschlossen wird der Verflachungszyklus durch rotbraune „chicken wire“ Anhydrite, die eine Vielzahl cm- mächtiger Siltlagen zwischengeschaltet haben (Abb. 16). In anderen Bereichen dominieren bioklastenreiche packstones mit vereinzelten Schrägschichtungsgefügen an der Basis. Zum Hangenden gehen sie in algenlamierte grainstones und knollig-perlige Anhydrite über („chicken-wire“ Anhydrite).

5.2.2 Deepening-upward Zyklen (TST)

Über einer verkarsteten Oberfläche der A1 Plattform (ZSB3, Kap. 5.3) ist ein geringmächtiger Ca²-TST ausgebildet (Kap. 5.3.1.2), der aus kleinen deepening-upward Zyklen aufgebaut ist (Abb. 17). Die monotone Ausbildung der deepening-upward Zyklen läßt eine weitreichende Differenzierung analog der shallowing-upward Zyklen nicht zu. Die Mächtigkeiten variieren zwischen 1 und 6 m. Deepening-upward Zyklen von bis zu 12 m Mächtigkeit bilden die Ausnahme. Charakteristisch für diese Zyklen ist ihre asymmetrische Ausbildung, die sich in unterschiedlich mächtigen Lithologien (wacke-, grain-, mudstones) innerhalb der Zyklen widerspiegelt (Abb. 17/1-4). Über einem Hiatus lagern unterschiedlich mächtige algenlamierte wacke- und grainstones mit vereinzelten, umgelagerten karbonatischen Intraklasten (1 cm - 2 cm) und aufgearbeiteten Anhydritklasten (5 mm - 2 cm) der unterlagernden A1-Plattform (17/1-4). Der Übergang zu dunkelgrauen bis schwarzen mudstones mit einer Vielzahl an umgelagerten Intraklasten, A1-Anhydritklasten und grainstone Linsen erfolgt graduell bzw. abrupt.

Die kantengerundeten bis gut gerundeten Intraklasten und A1-Anhydritklasten variieren in der Größe zwischen 5 mm und 20 cm. Zum Top der Zyklen ist eine starke Zunahme schwarzer, bitumenreicher mudstones zu beobachten, in die sich kondensierte, umgelagerte Intraklasten und grainstones mit bioturbaten Wühlgefühen einschalten (fining- and deepening-upward, Abb. 17/1-4). Diese Lagen zeigen die relative Position des Meeresspiegels an („maximum flooding surfaces“, Kap. 5.3).

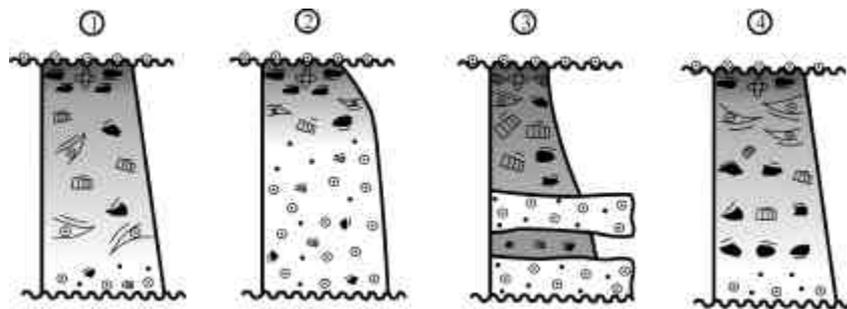


Abb. 17: Nachgewiesene Vertiefungszyklen (deepening-upward) auf der Karbonatplattform im Ca2-TST am NE Beckenrand des südlichen Zechsteinbeckens (Legende: siehe Abb. 16).

In einzelnen deepening-upward Zyklen wechsellagern gradierte, cm - dm mächtige intraklastenreiche bzw. anhydritklastenreiche wackestones mit bitumenreichen Lagen („stacked mud flows“; Abb. 17/4; Profile 2, 5, 8). Eine Sonderstellung nehmen die sehr mächtigen deepening-upward Zyklen mit bis zu 12 m ein (Profile 2, 8). Sie werden neben mächtigen (bis zu 5 m) umgelagerten grainstones im Liegenden, durch eine Vielzahl an großen umgelagerten A1 Anhydritklasten und Intraklasten innerhalb bitumenreicher mudstones charakterisiert (>20 cm, Abb. 17/3). Die grainstone Körper werden im Liegenden und Hangenden von bitumenreichen mudstones scharf begrenzt. Diese Abfolgen belegen einen verstärkten Transport- und Erosionsprozess entlang tiefer, prä-existierender Rinnensysteme innerhalb der A1-Plattform (Kap. 4.1).

5.2.3 Zyklengrenzen

Shallowing- und deepening-upward Zyklen bilden mehr oder weniger deutliche Zyklengrenzen aus (ZG, „parasequence boundaries“ nach Van Wagoner et a. 1987), die für geometrische (Sequenzarchitektur, Kap. 5.3) und genetische Interpretationen (Klima, Eustasie, Subsidenz; Kap. 7) von wesentlicher Bedeutung sind.

Die Zyklengrenzen können diskordant („unconformable caps“) bzw. als kontinuierlich in andere Faziesbereiche übergehende Grenzen („conformable caps“) ausgebildet sein. Folgende zwei große Gruppen von deutlichen Zyklengrenzen („unconformable caps“) können nach ihrer morphologischen und genetischen Ausbildung unterschieden werden: (1) subaerische Expositionsflächen („exposure surfaces“) und (2) Hiaten („erosional surfaces“). Kontinuierlich in andere Faziesbereiche übergehende Zyklengrenzen („conformable caps“) werden nicht näher beschrieben.

5.2.3.1 Subaerische Expositionsflächen

Subaerische Expositionsflächen („exposure surfaces“) - in Form von *Verkarstungen*, *Teppee* und *Pisolithorizonten* (*Caliche?*) und *Paläoböden* („*regolites*“) - dominieren am Top des Werraanhydrites (A1), am Top supratidaler shallowing-upward Zyklen des Barrensystems (E Zyklen) und in lagunären Ablagerungsbereichen (H-Zyklen, Kap. 5.2.1).

Verkarstungen konnten sowohl am Top der A1-Plattform bzw. des obersten A1-Plattformhanges (ZSB3; Kap. 5.3.1) als auch am Top der E-Zyklen (ZSB4, Kap. 5.3.2) nachgewiesen werden. Am Top der A1-Plattform sind horizontal zum Schichtungsgefüge des A1 (Massiver Anhydrit, Bänderanhydrit; Kap. 3.1) cm - dm mächtigen Karsttaschen hinweisgebend für weitreichende Verkarstungen. Die häufig feinverzweigten und undulierten Karsttaschen weisen an den Rändern durch Lösungserscheinungen des Anhydrites bitumenreiche Säume auf. Die Karsttaschen sind während des Ca²⁺-TST mit mud-, wacke- und grainstones mit einer Vielzahl umgelagerter kleiner Intraklasten verfüllt worden. In Abhängigkeit von der paläogeographischen Position führt die Lösung der Anhydrite bzw. deren verstärkte Umlagerung am unmittelbaren Top der verkarsteten A1-Plattform zur Bildung von vereinzelt Einsturzbrekzien (Kap. 5.3.1.1). Am Top des obersten A1-Plattformhanges können bis zu 1,5 m mächtige, vertikale, stark undulierte Taschen innerhalb des feingeschichteten Anhydrites („bedded anhydrite“, Kap. 3.1) als Anzeiger einer Verkarstungsfläche gedeutet werden. Die Entstehung der Karsttaschen ist auf den langandauernden Einfluß meteorischer Wasser beim Rückgang des Meeresspiegel dritter Ordnung („third-order sea-level fall“) unterhalb der A1-Plattformkante zurückzuführen (Kap. 7).

Am Top vereinzelter shallowing-upward E-Zyklen (ZSB4, Kap. 5.3.2) sind brekziös-diffuse Interngefüge und eine Vielzahl mit Silt gefüllter Kavernen bzw. brekziösen Kluffüllungen hinweisgebend für kleinere Verkarstungserscheinungen. Die Größe der Kavernen variiert zwischen 0,5 und 3 cm. Vertikal bis horizontal verlaufende Klüfte sind mit kleinen Intraklasten (<4 mm) bzw. siltreichen Material verfüllt („dissolution pipes“). Die Entstehung der Verkarstung am Top der E-Zyklen ist auf einen deutlichen Meeresspiegelrückgang dritter Ordnung zurückzuführen (Kap. 7). In einer ersten Phase führen meteorische Wässer zur Bildung von Hohlräumen und Kavernen, die in einer zweiten Phase durch Silt, meteorisch-vadose Zemente und mineralisierten Brekzien aufgefüllt werden.

Tepee- und Pisolithhorizonte (Caliche?, 5-10 m) sind vereinzelt am Top der E-Zyklen eingeschaltet (ZSB4, Kap. 5.2.3) bzw. am Top eines hochfrequenten shallowing-upward Zyklus (PSB9, Kap. 5.3.1.4.1). Tepees können eine Breite von 10 cm und eine Höhe von bis zu 4 cm erreichen. Sie werden von sub- bis vertikalen Klüften durchzogen. In verschiedenen Fällen sind die Tepees durch Deformation in chaotische, schlecht gerundete Klasten angeordnet. Lagen von Pisoiden und eine Vielzahl von Fenstergefügen können zwischen die Tepees zwischengeschaltet sein. Vereinzelt kommen cm mächtige fibröse Kalzit-Lagen innerhalb der stromatolitischen Algenmatten vor. Analog den Beobachtungen von Osleger (1986) und Mutti (1994) kann die Entstehung des Tepee- Pisolithkomplexes durch ein Absinken des Wasserspiegels, hervorgerufen durch einen relativen Meeresspiegelrückgang dritter bzw. höherer Ordnung erklärt werden. In der ersten Etappe kommt es durch das Absinken des Grundwasserspiegels zur oberflächlichen Austrocknung der Karbonate („thermal contraction“ nach Assereto & Kendall 1977), die mit der Bildung mächtiger Tepee Komplexe einhergehen. In der zweiten Etappe kommt es infolge der Infiltration mit hypersalinen Wässern (Stürme) zur Bildung von Aragonit in Form von reihenförmiger, nadlig-fibröser Zemente („raggoni“ Zement nach Mutti 1994) und zur Pisolithentstehung.

Paläoböden (regolites) bilden sich am Top einzelner lagunärer hochfrequenter Verflachungszyklen aus (H-Zyklen, PSB 8/9, Kap. 5.3.1.4.1). Die bis zu 2 m mächtigen Bildungen bestehen aus einer Vielzahl umgelagerter karbonatischer und siltiger Intraklasten, die von cm - dm mächtigen, hämatitreichen Siltlagen durchzogen werden.

Desweiteren belegen vertikal verlaufende, ausgebleichte Rhizolithe am Top der Zyklen einen Paläo-Bodenhorizont. Die Bildung der Paläoböden ist auf subaerische Exposition in Gebieten mit einem geringen Akkommodationsraum zurückzuführen (Wright 1994, Kap. 7.1). Die Erkennung primärer Bodenbildungsstrukturen- und texturen ist durch diagenetische Überprägungen nur noch schwer möglich (Mikritisierung, Rekrystallisation). Desweiteren führen Lösungsprozesse und Rhizoturbation während der subaerischen Exposition, genauso wie Erosion und Aufarbeitung während der subsequenten Transgression zur Brekziierung bzw. zur vollständigen Gefügezerstörung. Hinweisgebend für Paläobodenbildungshorizonte sind neben den oben genannten Merkmalen mineralisierte Wurzelhohlräume („root molds“) und PISOIDE (Bain & Foos 1993).

5.2.3.2 Hiaten

Der Großteil der Ca²-HST und Ca²-TST Kleinzyklen beginnt über einer erosiven Fläche mit *intraklastenreichen Lagen* („*intraclastic caps*“), *grobklastischen Konglomeraten* („*flat pebble conglomerates*“) und mächtigen, umgelagerten *Klastenhorizonten* („*mud flows*“).

Intraklastenreiche Lagen („*intraclastic caps*“) sind in einer Vielzahl der Ca²-HST Kleinzyklen präsent (A, B, C, D, E; Kap. 5.2) und werden zur Korrelation hochfrequenter Zyklen herangezogen („*parasequences*“; ZG7, ZG8, ZG9; Kap. 5.3.1.4). Die geometrische Form der Hiaten verläuft zum Großteil parallel zur Schichtung. Vereinzelt können auch subvertikal ausgebildete Flächen zwischen dem unterlagernden- und überlagernden Zyklus vorkommen. Erosionsmarken („*scour marks*“) von größer als 5 cm konnten nicht nachgewiesen werden. Die Mächtigkeiten der Lagen variieren zwischen 10 cm und 1,5 m. Sie setzen sich aus gut bis mittelmäßig gerundeten Intraklasten (<10 mm) und Aggregatkörner (1-10 mm) zusammen. Vereinzelt sind die Intraklasten in eine bitumenreichen Matrix eingebunden. Die Entstehung der deutlichen Hiaten mit intraklastenreichen Lagen ist auf eine längerfristige Erosion (hochfrequente Meeresspiegelfluktuationen, Kap. 7.1) und/oder kurzfristige Erosion (Sturm, Rinnen; Kap. 7.3) der unterlagernden Fazies zurückzuführen. Hiaten können sowohl während eines hochfrequenten Meeresspiegelrückganges (Regression), als auch während eines hochfrequenten Meeresspiegelanstiegs (Transgression) gebildet worden sein.

Häufig fehlende Hinweise für eine transgressive Aufarbeitung (Hardgründe, Bioturbation) könnten die Bildung der Hiaten während eines hochfrequenten Meeresspiegelrückganges belegen. Nicht desto trotz deutet das Vorhandensein bitumenreicher Matrix innerhalb vereinzelter intraklastenreicher Lagen auf eine gelegentliche submarine Aufarbeitung der unterlagernden Fazies während der Transgression hin. Durch die Gliederung der Ca₂ Plattform in Hoch- und Tieflagen (Kap. 4.1) ist es häufig unmöglich zwischen Hiaten, gebildet durch hochfrequente Meeresspiegelfluktuationen, und Hiaten, die auf autozyklische Prozesse (Stürme, Rinnen, Akkumulationsraten etc.) zurückzuführen sind, zu differenzieren (Kap. 7).

Klastenhorizonte („*mud flows*“) lagern diskordant wenigen subtidalen Kleinzyklen (A-Zyklus) auf. Die bis zu 5 m mächtigen Schlammströme werden durch eine Vielzahl cm mächtiger intraklastenreicher, gradiertes Lagen aufgebaut, die von bituminösen mudstones voneinander getrennt werden („*stacked mud flows*“). Die Größe der kantengerundeten, karbonatischen Intraklasten und vereinzelter A1 Anhydritklasten variiert zwischen 5 mm und 4 cm. Die Entstehung der Schlammströme ist an tiefe, bereits im A1 existierende Rinnensysteme auf der Ca₂ Plattform gekoppelt (Kap. 4.1). Die mehrfache Abfolge von intraklastenreichen Lagen dokumentiert einen fortwährenden Transport- und Erosionsprozess innerhalb der Rinnensysteme, die zu verstärkten Erosionen der unterlagernden Fazies führen (3 - 5 m?, Kap. 7.3). Phasen verstärkter Erosion und Aufarbeitung, gekoppelt mit Umlagerung erodierten Materials der unterlagernden Fazies, wechseln mit Ruhephasen ab, in denen es zur Ablagerung bitumenreicher Sedimente (mudstones) innerhalb der tiefen Rinnensysteme kommt. Die Abschätzung der maximalen Transportweiten solcher Schlammströme erfolgt nach der möglichen, maximalen lateralen Erstreckung der tiefen Rinnen auf der Ca₂ Plattform (30 km, Kap. 4.1). Das Vorhandensein vereinzelter umgelagerter, A1-Anhydritklasten bestätigt die ungefähre Transportweite der Schlammströme und dokumentiert die Aufarbeitung und Erosion der A1-Plattform am unmittelbaren Ca₂ Plattform/Kontinentalrand.

In inter-, supratidalen bis lagunären Kleinzyklen (C-E-H Zyklen, Kap. 5.2) können über einer erosiven Diskordanz *grobklastische Konglomerate* („*flat pebble conglomerates*“) zur Ablagerung kommen.

Zum Teil werden sie aus einer Vielzahl übereinanderlagernder, cm- mächtiger Konglomeratlagen („stacked“) aufgebaut, die durch mm - cm mächtige Tonlagen voneinander getrennt werden. Die gut bis mittelmäßig gerundeten, ovalen Klasten („elongate clasts“) sind nicht selten dachziegelartig angeordnet (Imbrikation). Ein Großteil der „flat pebble“ Konglomerate kann auf verschiedene, multiple Sturmereignisse zurückgeführt werden, die zur Erosion und Aufarbeitung der unterlagernden semi-lithifizierten Fazies und zur Bildung gerundeter, ovaler Konglomerate führen (Sepkoski 1982). In Ruhephasen sedimentieren geringmächtige Tonlagen zwischen die Konglomerate („stacked flat pebbles conglomerates“). Große, weniger gerundete und flache „flat pebble“ Konglomerate sind an Rinnensysteme gekoppelt. Die inter- bis supratidalen, stark ausgetrockneten mudstones werden von mäandrierenden Rinnensystemen erodiert und an dessen Basis abgelagert (Kap. 4.1). „Flat pebble“ Konglomerate dominieren in Bereichen mit einem geringen Akkommodationsraum (spätem HST, „Back-Bar“, Lagune/Sabhka, Kap. 7). Hierbei müssen hochfrequente Meeresspiegelfluktuationen (Kap. 7.1), als auch autozyklischen Prozesse (siehe oben, Kap. 7.3) für die Entstehung der „flat pebble“ Konglomerate herangezogen werden.

5.3 Sequenzarchitektur

Die vertikale Anordnung der shallowing- und deepening-upward Kleinzyklen („higher order sequences“) ermöglicht es uns, zusammen mit der Hierarchie der Zyklengrenzen und der geometrischen Anlage die jeweiligen Sequenzen dritter Ordnung und dazugehörigen Systemtrakten zuzuordnen („third-order-sequences“; LST, TST, HST). Am NE Beckenrand bauen zwei Sequenzen dritter Ordnung die Ablagerungen des Ca2 und des unter- und überlagernden A1 und A2 auf. Zur Differenzierung der Sequenzen wird auf die Terminologie von Strohmenger et al. (1996) zurückgegriffen (Kap. 5.1). Zur Herausarbeitung von Unterschieden innerhalb der einzelnen Systemtrakte, zur Ableitung von Veränderungen im Akkommodationspotential (Eustasie, Subsidenz, Kap. 6) und zur Darstellung von Wechselwirkungsprozessen zwischen Plattform und Plattformhang, wurde die Darstellung in zwei Nord-Süd verlaufende Querprofile gewählt (A-A', B-B'; Abb. 12, 18-23).

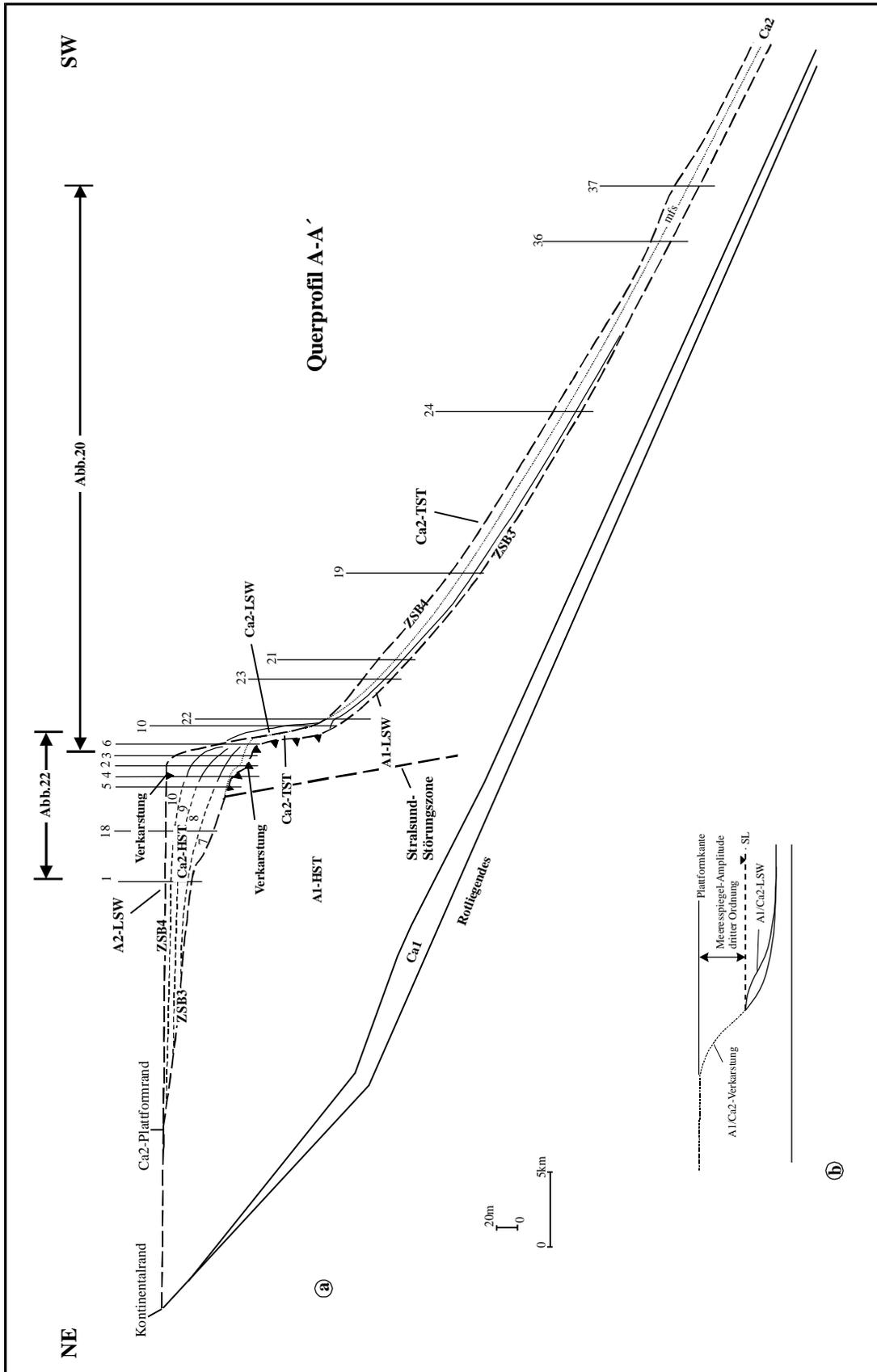


Abb. 18: a) Schematisiertes sequenzstratigraphisches Modell mit Angabe der benutzten Profile für das Querprofil A-A' am NE Becknerand des südlichen Zechsteinbeckens im Bezug zur Lithostratigraphie des Basalen Zechsteins (Ca1, A1, Ca2, A2). Die Profile (siehe Anhang) wurden z.T. hereinprojiziert (siehe Abb. 12). b) Abschätzung der Meeresspiegelamplitude (third-order).

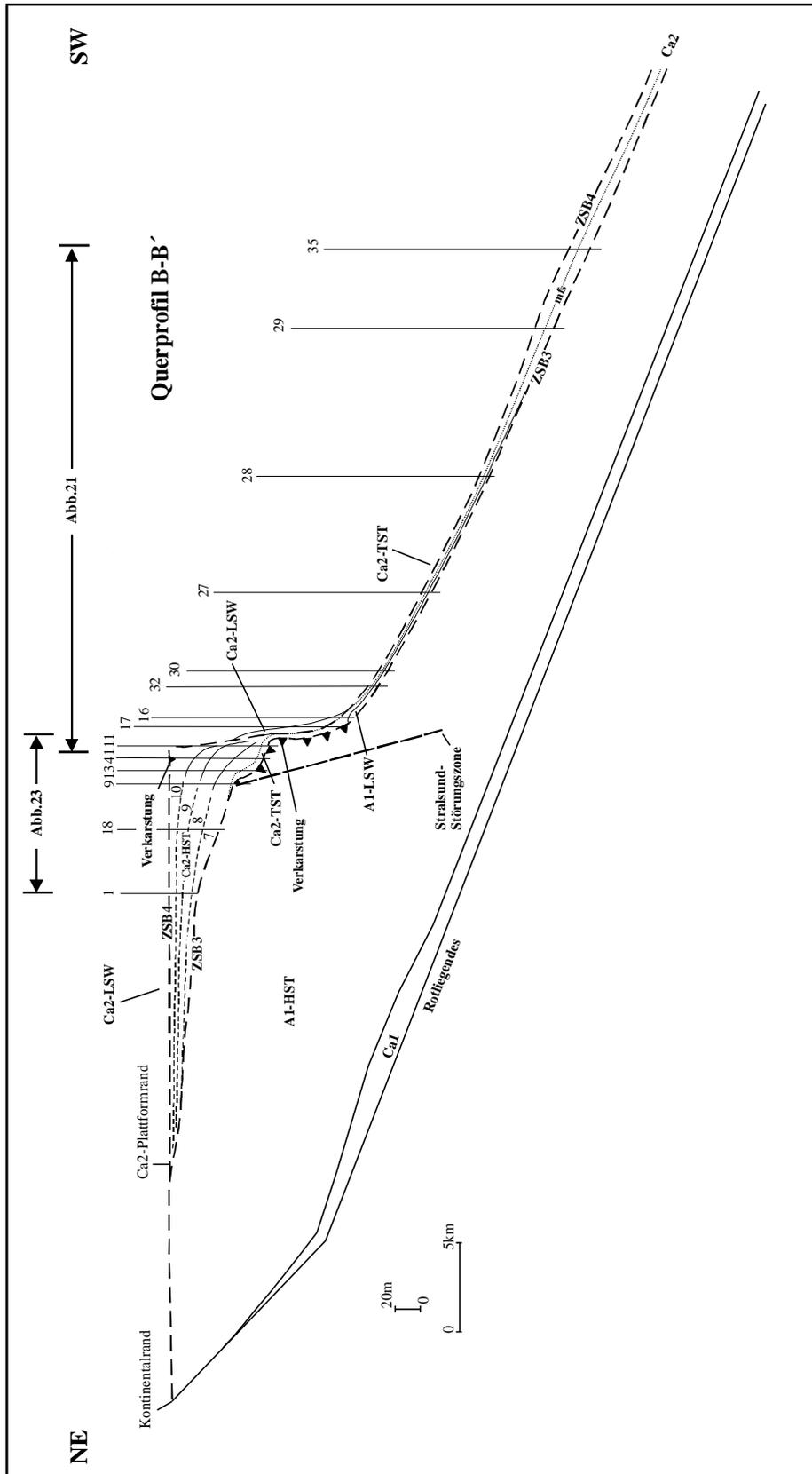


Abb. 19: Schematisiertes sequenzstratigraphisches Modell mit Angabe der benutzten Profile für das Querprofil B-B' am NE Beckenrand des südlichen Zechsteinbeckens im Bezug zur Lithostratigraphie des Basalen Zechsteins (Ca1, A1, Ca2, A2). Die Profile (siehe Anhang) wurden z.T. hereinprojiziert (siehe Abb. 12).

5.3.1 Zechsteinsequenz 3 (ZS3)

5.3.1.1 Zechsteinsequenzgrenze 3 (ZSB 3)

Die Sequenz dritter Ordnung (ZS3) wird an der Basis, d.h. am Top des Werraanhydrites (A1) durch eine deutliche Verkarstungsfläche begrenzt (Abb. 18-23). Sie äußert sich im obersten A1 in der Bildung von cm - dm (m) mächtigen schichtparallelen bis diskordant zur Schichtung liegenden, stark undulierten Karsttaschen (Kap. 5.2.3.1; Abb. 21, 22). Verkarstungen des oberen A1 konnten auf der A1-Plattform nur in Profilen im unmittelbaren Bereich des schmalen Ca2 Barrensystems (<2 km vom A1-Plattformrand; Profile 2, 3, 4, 5, 6?, 7?, 8?, 9, 11, 13, 15, 41) und am obersten A1-Plattformhang (<500 m vom A1-Plattformrand, Profil 17) nachgewiesen werden (Abb. 18, 19, 22, 23). Im Bereich der Ca2 Lagune/Sabhka (> 20 km vom A1-Plattformrand) fehlen Verkarstungshinweise (Profil 1, 18; Abb. 21, 22). Die Begrenzung der weitreichenden Verkarstung des oberen A1 auf der A1 Plattform und am unmittelbaren A1-Plattformrand könnten Beleg für synsedimentäre tektonische Bewegungen im Bereich des schmalen Ca2-Barrensystems entlang der NW-SE streichenden Stralsund-Störungszone sein (< 2 km vom A1-Plattformrand, Kap. 7.2). Es sollte aber darauf hingewiesen werden, daß nur seine wenige Profile im rückwärtigen Raum der alten A1-Plattform (Bereich der Ca2 Lagune/Sabhka) in die Untersuchungen mit eingeflossen sind (Profile 1, 18). Im Querprofil A-A' kommt es in den Profilen 2 und 3 zur Herausbildung von Einsturzbrekzien, die sich in mächtigen Karsthohlräumen (bis zu 2 m Tiefe) am unmittelbaren Top des A1 widerspiegeln (Abb. 22).

Die mittlere Tiefe der Verkarstung des oberen A1 beträgt 3 m. Die tiefgreifendsten Verkarstungen konnten im Querprofil B-B' am unmittelbaren A1-Plattformrand (Profil 15) nachgewiesen werden (bis 15 m, Abb. 23), die möglicherweise auf verstärkte synsedimentäre tektonische Bewegungen entlang sich kreuzender, altangelegter Störungszonen im unmittelbaren A1-Plattformrandbereich zurückzuführen sind (Kap. 7.2). Die Karsttaschen in den einzelnen Profilen können lateral nicht miteinander korreliert werden (Abb. 22, 23). Unterschiedlich weitreichende Verkarstungen sind im Bereich des Ca2 Barrensystems anzutreffen (Profile 2, 8?, 41; Abb. 22, 23). Ein vertikaler Trend zeigt eine Abnahme in der Einschaltung der Karsttaschen vom Hangenden zum Liegenden (Querprofil A-A', Abb. 22).

Ausnahmen bildet das Profil 15 im Querprofil B-B', wo im Liegenden eine Zunahme an Karsttaschen angezeigt wird (Abb. 23). In einigen Profilen ist eine Bündelung der Karsttaschen zu beobachten (Profile 2, 4, 9, 13, 15, 41; Abb. 22, 23). Möglicherweise sind sie einzelnen weiträumigen Karstsystemen zuzuordnen, die eine schrittweise Absenkung des Meeresspiegels dritter Ordnung postulieren (Kap. 7, 8).

5.3.1.2 A1-LSW

Am oberen, mittleren und unteren Hang des A1 sind eine Vielzahl geringmächtiger Anhydritlagen innerhalb feingeschichteter („bedded anhydrite“) und laminiertes Anhydrite („laminated anhydrites“) eingeschaltet. Eine gradierte Basis, scharfe Erosionsmarken im Liegenden und eingearbeitete Anhydritklasten weisen auf umgelagertes A1-Hangmaterial hin (Anhydriturbidite). Der Übergang von evaporitischen Ablagerungen ohne Anhydriturbiditen im Liegenden (A1-HST) zu Abfolgen mit Anhydriturbiditen im Hangenden (A1-LSW) erfolgt kontinuierlich. Die Sequenzgrenze dritter Ordnung (ZSB3) verläuft an der Basis der turbiditisch-evaporitischen Abfolge des A1 (Abb. 18, 19). Die als A1-LSW gedeutete Abfolge stellt das zeitliche Äquivalent zu den weitreichenden Verkarstungen der A1-Plattform und des obersten A1-Plattformhanges dar.

Die Ablagerungen des A1-LSW entsprechen ihren Mächtigkeiten zufolge einer konvexen Struktur mit relativ geringen Mächtigkeiten im oberen Hang (<3 m; Profile 10, 11, 16), mächtigeren A1-LSW Abfolgen im mittleren Hang (>5 m, Profil 21) und geringen Mächtigkeiten im unteren Hang (<2 m, Profil 24; Abb. 18, 19). Die Anhydriturbidite werden im Westen (Querprofil A-A') bis zu ungefähr 20 km in Bereiche des unteren A1-Hanges geschüttet (Profil 24). Anhydriturbidite konnten im Querprofil B-B' nur bis 12 km vom Plattformrand nachgewiesen werden (Profil 27; Abb. 18, 19). Die Abschätzung des Meeresspiegelniveaus ist der Abbildung 18a zu entnehmen.

5.3.1.3 Ca₂-TST

5.3.1.3.1 Ca₂ TST am A1-Plattformhang

Der TST wird aus sechs, dem Werraanhydrit (A1) auflagernden („onlap“) Kleinzyklen (1-6) aufgebaut (Abb. 20, 21, 22, 23).

Fünf transgressive Zyklen konnten in den Ablagerungen des obersten A1-Plattformhanges am unmittelbaren Plattformrand (<500 m; Profile 10?, 17) nachgewiesen werden, wobei der fünfte transgressive Kleinzyklus mit der Überflutung der A1-Plattform korreliert werden kann (Abb. 20, 21). Der Ca₂-TST des obersten A1-Plattformhanges spiegelt sich in den Ca₂-TST Kleinzyklen in einer Evaporit/Karbonatabfolge wider, die an der Basis mit umgelagerten A1-Anhydriten beginnt und zum Hangenden in umgelagerte Ca₂ grain- und packstones Abfolgen übergeht (coarsening-upward; Abb. 20, 21). Mit jeweils beginnender Transgression kommt es zur Herausbildung von A1-Abrasionsplattformen, die einhergehen mit einer starken Erosion bzw. Umlagerung und einer sukzessiven Aufarbeitung des A1-Plattformhanges (Abb. 20, 21; Kap. 8; siehe Abb. 36). Der Nachweis von grainstones belegt das Vorhandensein einer Karbonatproduktion am obersten A1-Plattformhang („Ca₂-slope production“), doch verhindert das steile A1-Plattformhangrelief die Erhaltung der autochthonen Partikelkarbonate (Kap. 8, siehe unten).

Die Ca₂-TST Kleinzyklen sind nur über sehr geringe Entfernungen korrelierbar (<1 km vom A1-Plattformrand). In Abhängigkeit von der paläogeographischen Positionierung der Profile können anhydritische und/oder karbonatische Abfolgen an der Basis bzw. zum Top einzelner Zyklen fehlen und führen zur Bildung kondensierter, geringmächtiger Ca₂-TST Kleinzyklen (Profile 12, 16, 22; Abb. 20, 21). Die größten Mächtigkeiten sind am unmittelbaren Plattformrand ausgebildet, wobei das Profil 17 im Querprofil B-B' mit einer Ca₂-TST Mächtigkeit von 75 m eine Sonderstellung einnimmt (Abb. 21). Die hohe Mächtigkeit des Profiles 17 ist durch Wechselwirkung zwischen Umlagerung riesengroßer A1-Anhydritblöcke (> 10 m?) aus dem unterlagernden A1-Plattformhang und verstärkter, syndimentärer tektonischer Prozesse entlang existierender Störungssysteme erklärbar (Kap. 7.3).

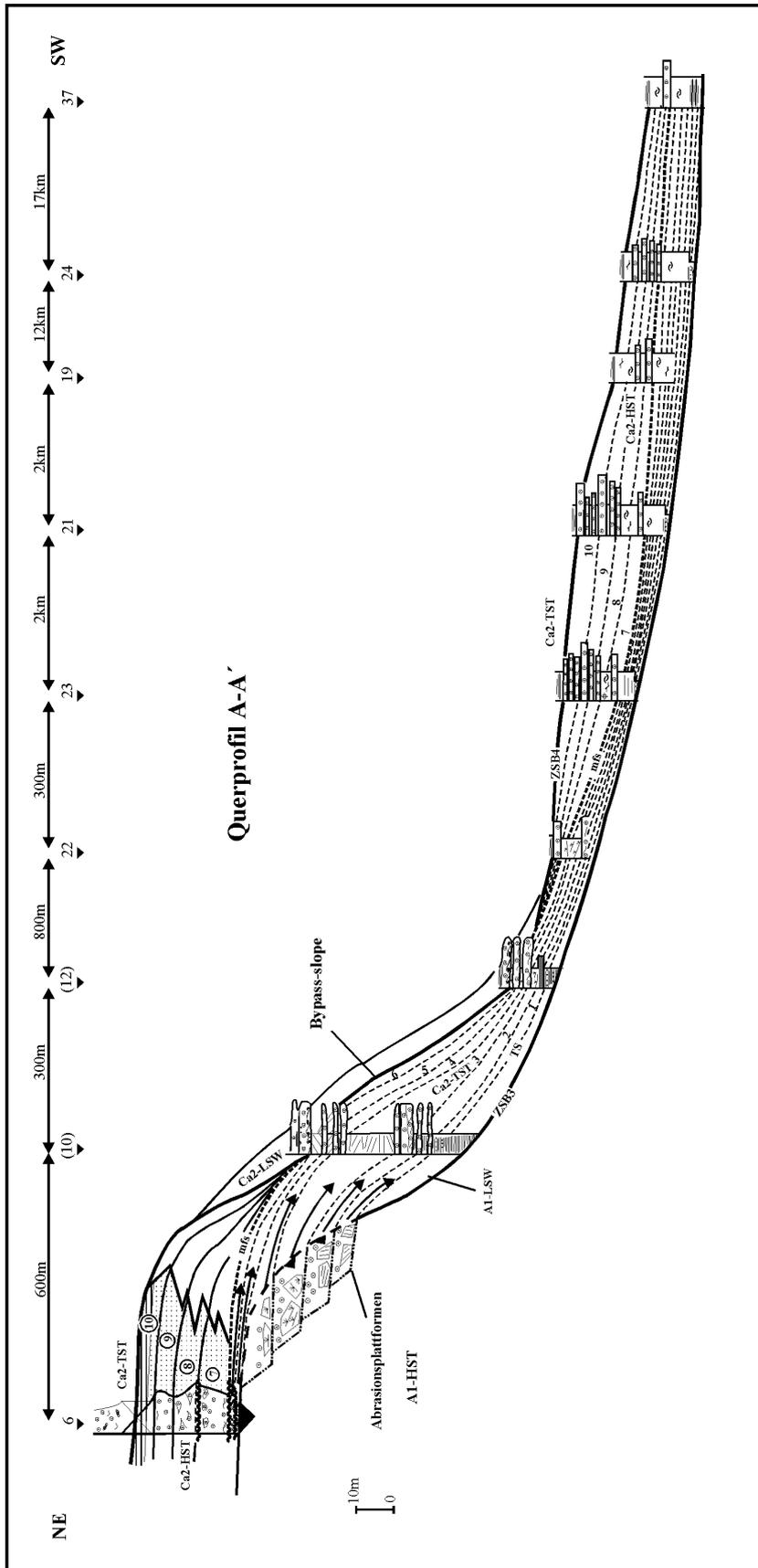


Abb. 20: Detailliertes sequenzstratigraphisches Modell für die Sequenzen ZS3 und ZS4 des Querprofiles A-A' am Plattformhang des südlichen Zechsteinbeckens im Bezug zur lithostratigraphischen Abfolge der Profile am unmittelbaren Plattformrand, am obersten Plattformhang und am oberen, mittleren und unteren Plattformhang. Für die genaue Positionierung des dargestellten Ausschnitts, siehe Abb. 18. Die jeweiligen Profile (siehe Anhang) sind in vereinfachter Form dargestellt (Legende siehe Abb. 16).

Mit zunehmender Entfernung vom A1-Plattformrand ist ein schnelles Auslaufen der als Ca₂-TST gedeuteten Karbonat/Evaporitabfolge zu beobachten, die sich in einer rapiden Abnahme der Mächtigkeiten widerspiegelt (Abb. 20, 21). In einer Entfernung größer als 1,5 km vom Plattformrand fehlen Indizien für resedimentierte Ca₂-TST Evaporit/Karbonatabfolgen. Die Mächtigkeiten der Kleinzyklen variieren in Abhängigkeit von ihrer paläogeographischen Positionierung am Plattformhang zwischen 2 und 30 m.

Parallel dazu kann ein Bezug zwischen paläogeographischer Positionierung der untersuchten Profile und Deformationsgrad der umgelagerten A1-Anhydrite und Ca₂ grain- und packstones festgestellt werden. Am unmittelbaren A1-Plattformrand dominieren an der Basis Zyklen dm - m große umgelagerte Anhydritblöcke (Profile 10, 17), die beckenwärts zunehmend an Größe und Mächtigkeit abnehmen und zum Teil jegliche primäre Schichtungsgefüge vermissen lassen (Profile 12, 16). Im Profil erfolgt die Erkennung der dm - m großen A1-Blöcke durch großräumige Schichtdeformationen- und Schichtumbiegungen, durch diskordante Lagerung einzelner A1-Blöcke und durch kondensierte, bitumenreiche Scherungsbahnen innerhalb der A1-Anhydrite. Mit zunehmender Entfernung vom A1-Plattformrand ist eine Verringerung in der Größe der umgelagerten A1-Blöcke zu beobachten (cm - mm), die in einer völligen Deformation des primären A1-Schichtungsgefüges (massive, banded, bedded anhydrite; Kap. 3.1) kulminiert (Fließ- und Gleitgefüge). In den Ca₂ grain- und packstones kommt es mit zunehmender Entfernung vom Plattformrand zur vollständigen Zerstörung bzw. Brekziierung und zur Herausbildung eines internen Fließgefüges (Profile 10, 12, 16). In unmittelbarer Nähe zum A1-Plattformrand (<1 km) belegen vereinzelte Karbonatintraklasten, umgelagerte Bioklasten, Gradierungsgefüge und mehrfach gradierte Abfolgen (Amalgamisierung, Kap. 3.2) den turbiditischen Charakter der Ca₂ grain- und packstones.

Der Ca₂-TST am obersten A1-Plattformhang beginnt in Profilen am unmittelbaren A1-Plattformrand (Profil 17) über einer als Verkarstung gedeuteten Fläche (ZSB3, Abb. 21) mit feingeschichteten Anhydriten („bedded anhydrite“, Kap. 3.1) und eingearbeiteten selenitischen Anhydriten („transgressive surface“, TS). In größerer Entfernung vom A1-Plattformrand (>1 km) wird die TS-Fläche an der Basis durch umgelagerte grainstones über feingeschichteten Anhydriten mit Anhydriturbiditen (A1-LSW, Profil 10) bzw. autochthone Beckenlaminite über Ablagerungen des A1-LSW belegt (Profil 12, Abb. 20).

Die Ausbildung der resedimentierten A1-Anhydrite innerhalb der einzelnen TST-Zyklen zeigt zum Hangenden eine deutliche Veränderung im Schichtungsgefüge auf. So existieren an der Basis des Ca₂-TST feingeschichtete („bedded anhydrites“) und laminierte Anhydrite („laminated anhydrites“) des A1-Hanges und Beckens, die zum Top in cm- geschichtete, selenitische („banded anhydrites“) und massive Anhydrite („massive anhydrites“) der A1-Plattform übergehen (Abb. 20, 21; siehe Abb. 36). Dies zeigt, dass die Ca₂-TST Kleinzyklen transgressiv am A1-Plattformhang auslaufen und sukzessive höhere Anteile des A1-Plattformhanges von der Ca₂ Transgression in Besitz genommen werden („backstepping“, Kap. 8). Die resedimentierten Ca₂ grain- und packstones zeigen analog zu der evaporitischen Abfolge vertikale Veränderungen in den Ca₂-TST Profilen am obersten A1-Plattformhang. Hierbei gehen hellgraue, amalgamisierte grainstones mit einem hohem Anteil an umgelagerten Intraklasten zum Hangenden in dunkelbraune bioklastenreiche packstones über. Diese Abfolge dokumentiert analog der vertikalen Abfolge in den resedimentierten A1-Anhydriten eine fortschreitende Ca₂-Transgression, die in der Überflutung der A1-Plattform kulminiert (Kap. 5.3.1.3.2).

Die transgressiven Zyklen des obersten A1-Plattformhanges können mit den Ablagerungen des oberen, mittleren und unteren A1-Hanges sowie den Ablagerungen des Beckens nicht korreliert werden. Einzelne geringmächtige, feinkörnige Turbidite (grainstones) könnten mit den turbidalen Ablagerungen des obersten A1-Hanges in Übereinstimmung gebracht werden, doch ist eine detaillierte Korrelation aufgrund fehlender vertikaler Trends nicht möglich. Der Ca₂-TST beginnt in Ablagerungen des oberen, mittleren, unteren Hanges der alten A1-Plattform und des Beckens mit bitumenreichen Laminiten, die umgelagerten Anhydriturbiditabfolgen des A1-LSW diskordant bzw. den A1-HST Beckenlaminiten konkordant aufliegen (Abb. 20, 21; Kap. 5.3.1.2).

5.3.1.3.2 Ca₂-TST auf der A1-Plattform

Der Ca₂-TST auf der A1-Plattform setzt sich aus zwei geringmächtigen deepening-upward Zyklen zusammen (5-6; siehe Kap. 5.2.2; Abb. 20, 21, 22, 23). Die zwei geringmächtigen deepening-upward Zyklen (Zyklen 5-6) sind möglicherweise Bestandteil eines großen deepening-upward Zyklus (5-6; „large-scale deepening-upward cycle“; Kap. 7, 8, 9). Lateral lassen sie sich auf der A1-Plattform nur im Bereich des schmalen Ca₂-Barrens system verfolgen (<2,5 km vom A1-Plattformrand; Abb. 18, 19, 22, 23). Im Querprofil A-A´ sind die deepening-upward Zyklen vollständig aufgeschlossen sind (Ausnahme Profil 3). Im Gegensatz dazu fehlt im Querprofil B-B´ in einigen Profilen der erste Kleinzyklus (Zyklus 5; Profile 9, 13, 41; Abb. 23). Die durchschnittliche Mächtigkeit des Ca₂-TST auf der A1-Plattform beträgt 4 m. Ausnahmen bilden die großen Mächtigkeiten der Profile 8 (18 m) und 2 (13 m, Abb. 22, 23). Es lassen sich keine eindeutigen Mächtigkeitstrends des Ca₂-TST und der dazugehörigen Kleinzyklen (Zyklen 5 und 6) auf der A1-Plattform feststellen. Vorallem im Bereich der Ca₂ „Back-Bar“ Ablagerungen (1 - 2 km vom A1-Plattformrand) können die Mächtigkeiten sehr stark variieren (Abb. 22, 23). Am unmittelbaren A1-Plattformrand (Profile 6, 11) und im Scheitelbereich des Ca₂-HST Barrens systems (Profile 3, 13) ist der Ca₂-TST in kondensierter, geringmächtiger Ausbildung aufgeschlossen (<4 m; Abb. 22, 23). Die starken Mächtigkeitsschwankungen des Ca₂-TST auf der A1-Plattform liegen im A1-Relief der unterlagernden A1-Plattform (Kap. 4.1) und in verstärkten Erosions- und Transportvorgängen am unmittelbaren A1-Plattformrand begründet (Kap. 9).

Die Ca₂-TST Kleinzyklen (Zyklen 5 und 6) werden aus einer Abfolge von wacke/grainstones und bitumenreichen mudstones mit einer Vielzahl an umgelagerten A1-Anhydritklasten und Intraklasten aufgebaut, gebildet auf dem Relief der A1-Plattform („mud flows“, Kap. 5.2.2). In den Profilen mit anormal großen Ca₂-TST Mächtigkeiten (Profile 2, 8) sind eine Vielzahl mächtiger, umgelagerte grainstones an der Basis der Kleinzyklen und mächtige bituminöse mudstones mit großen resedimentierten A1-Anhydritklasten und karbonatischen Intraklasten am Top der Kleinzyklen eingeschaltet. Sie dokumentieren einen Ablagerungsraum innerhalb tiefer Rinnensysteme, die mächtige grainstone Komplexe aus primär anderen Sedimentationsräumen (Hochlagen) und A1-Material der unterlagernden A1-Plattform transportieren und erodieren.

Auf A1-Hochlagen werden die Ca₂-TST Kleinzyklen durch sehr geringmächtige wacke/grainstones an der Basis und geringmächtige bituminöse mudstones am Top der Ca₂-TST Kleinzyklen charakterisiert (Profile 3, 13; Abb. 22, 23). Bituminöse mudstones mit kondensierten karbonatischen Intraklastenlagen und bioturbaten Wühlgefügen am Top des zweiten deepening-upward Zykluses (Zyklus 6) repräsentieren die maximale Überflutungsfläche (mfs). Die Ca₂-TST Zyklengrenzen werden durch Hiaten (erosive Diskordanzen) ausgebildet, auf denen umgelagerte grainstones des zweiten deepening-upward Zykluses (Zyklus 6) oder des beginnenden Ca₂-HST lagern („downlap surfaces“; Abb. 22, 23).

5.3.1.4 Ca₂-HST

5.3.1.4.1 Ca₂-HST auf der Plattform

Die Ablagerungen des Ca₂-HST setzen sich auf der Ca₂-Plattform aus 4 shallowing-upward Zyklen (Zyklen 7-10; Kap. 5.2.1) zusammen, die wiederum Bestandteil zweier großer shallowing-upward Zyklen sind („large scale shallowing-upward cycles“). Die Klein- und Großzyklen lassen sich in allen Ablagerungsbereichen der Ca₂ Plattform (Barrensystem, Lagune/Sabhka) sehr gut nachweisen (Abb. 22, 23). Auf dem NW-SE streichenden, sehr schmalen Barrensystem (<2,5 km) können sie über eine Distanz von 100 km lateral miteinander korreliert werden (siehe Abb. 1). Die größten Mächtigkeiten des Ca₂-HST werden auf der Ca₂-Plattform im Bereich des schmalen Barrensystems („Bar“, „Back-Bar“; Kap. 4.1) erreicht (> 60 m; Profile 2, 3, 4, 5, 7, 8, 13, 15, 41; Abb. 22, 23). Zum Plattformrand und in Richtung Lagune/Sabhka ist eine rapide Abnahme der Ca₂-HST Mächtigkeit festzustellen (< 40 m; Profile 1, 6, 11, 18; Abb. 22, 23). Die großen Ca₂-HST Mächtigkeiten im Bereich des schmalen Barrensystems (< 2,5 km vom A1-Plattformrand) liegen in verstärkter subsidenzieller Absenkung im Bereich des schmalen Ca₂-Barrensystems entlang des NW-SE streichenden Stralsund-Störungssystems begründet (Abb. 18, 19; Kap. 7.3). Wesentlich mächtigere Ca₂-HST Ablagerungen weisen die Profile im Querprofil B-B' im Bereich des schmalen Barrensystems auf (z.T. > 85 m; Abb. 23). Im Querprofil A-A' variieren die Mächtigkeiten im Ca₂ Barrensystem nur minimal (60 - 70 m, Abb. 22).

Die Mächtigkeitsunterschiede belegen zwischen der westlichen Ca₂-Karbonatplattform (Querprofil A-A') und der östlichen Ca₂-Karbonatplattform (Querprofil B-B') im Bereich des schmalen Barrensystems unterschiedliche Subsidenzraten (Kap. 7.3). In lateral nur sehr gering voneinander entfernten Profilen können die Mächtigkeiten der einzelnen Klein- und Großzyklen innerhalb des schmalen Ca₂-Barrensystems sehr stark variieren (Abb. 22, 23). Im Querprofil A-A' werden die größten Mächtigkeiten im zweiten Großzyklus erreicht (9-10; Abb. 22). Im Gegensatz dazu sind im Querprofil B-B' die mächtigsten Kleinzyklen innerhalb des ersten Großzykluses (7-8) ausgebildet (Abb. 23). Die Ursache ist in der starken topographischen Gliederung des schmalen Ca₂-Barrensystems, als auch in subsidenziellen Differenzationen begründet (Kap. 7.1, 7.3). In einzelnen Profilen im Scheitelbereich des Barrensystems („Bar“) und des Back-Bar Bereiches kann eine Mächtigungsabnahme der Kleinzyklen zum Top der Großzyklen (7-8; 9-10) festgestellt werden (thinning-upward; Profile 2, 3, 5, 6, 11, 13; Abb. 22, 23). Thinning-upward Zyklen dokumentieren eine abnehmenden Akkommodationsraum, hervorgerufen durch ein geringer werdendes Akkommodationspotential infolge eines langsamen Meeresspiegelrückganges dritter Ordnung am Ende des Ca₂-HST (late HST, Kap. 7.1).

Auf der Ca₂ Plattform werden die kleinen shallowing-upward Zyklen durch deutliche Zyklengrenzen („disconformable caps“) und/oder kontinuierliche Faziesübergänge („conformable caps“) begrenzt (Kap. 5.2.3). Die Diskontinuitätsflächen im Bereich des schmalen Barrensystems sind größtenteils nur sehr undeutlich ausgebildet (ZG7, ZG8, ZG9; Kap. 5.2.3). Analog aufgebaute Zyklengrenzen lassen sich zusammen mit ähnlich ausgebildeten Fazieskörpern innerhalb des schmalen Barrensystems lateral nur über geringe Entfernungen miteinander korrelieren (<2 km?; Abb. 22, 23), die in hochfrequenten Meeresspiegelfluktationen mit relativ geringer Amplitude (Kap. 7.1), im Relief der Ca₂-Plattform (Kap. 7.3) und/oder in unterschiedlicher Subsidenz (Kap. 7.2) begründet liegen (Strasser 1988, Adams & Grotzinger 1996, Satterley 1996, Hillgärtner 1998). Meeresspiegelfluktationen geringer Amplitude führen aufgrund der relativ geringen Zeitdauer in der der Barrenkomplex bei absinkenden Meeresspiegel freiliegt nur zu undeutlich ausgebildeten Zyklengrenzen (Read 1995).

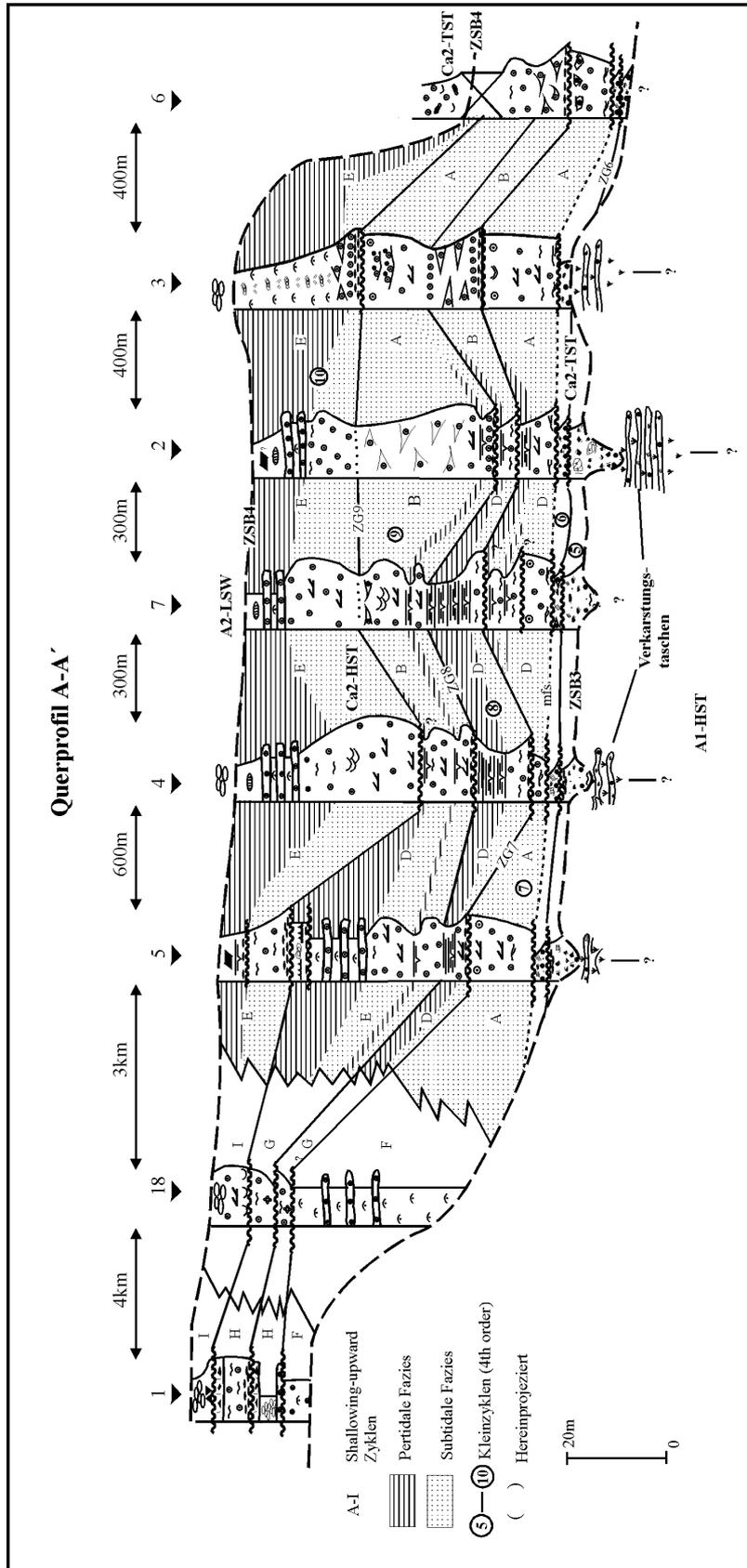


Abb. 22: Detailliertes sequenzstratigraphisches Modell für die Sequenzen ZS3 und ZS4 des Querprofils A-A' auf der Karbonatplattform im Bezug zur lithostratigraphischen Abfolge der Profile und zum lithofaziellen Ausbildungsmuster der Kleinzyklen im Ca2-HST (Legende siehe Abb. 16).

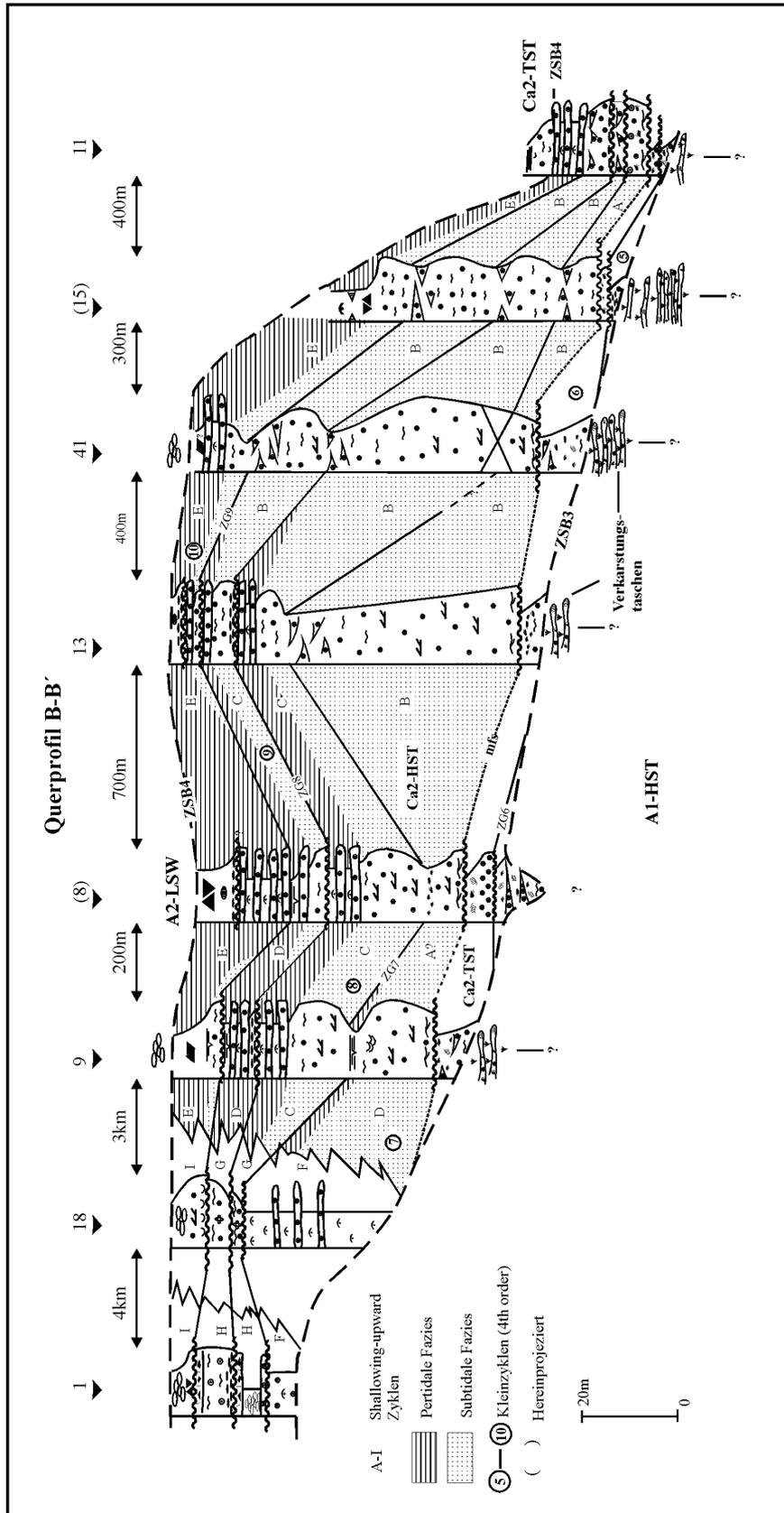


Abb. 23: Detailliertes sequenzstratigraphisches Modell für die Sequenzen ZS3 und ZS4 des Querprofils B-B' auf der Karbonatplattform im Bezug zur lithostratigraphischen Abfolge der Profile und zum faziellen Ausbildungsmuster der Kleinzyklen im Ca2-HST (Legende siehe Abb. 16).

Desweiteren verhindert die starke topographische Gliederung des Ca₂ Barrensystems (relatives Relief von 5 - 20 m; Kap. 4.1; Abb. 22, 23) eine Korrelation von gleich ausgebildeten Diskontinuitätsflächen über größere Entfernung (Abb. 22, 23). Während es auf topographischen Hochlagen zur Sedimentation flachmariner Partikelkarbonate kommt („conformable caps“), können zeitgleich in topographischen Tieflagen (Rinnen) mächtige Sedimentmassen erodiert und aufgearbeitet werden („disconformable caps“, sekundäre Reliefverstärkung). Nur auf Karbonatplattformen mit einem geringen Relief lassen sich Diskontinuitätsflächen bei hochfrequenten Meeresspiegelfluktuationen geringer Amplitude lateral über große Entfernungen korrelieren (Cartwright et al. 1993). Die Kleinzyklen werden im Scheitelpunkt des Barrensystems („Bar“) und in Richtung Plattformrand durch kontinuierliche Zyklenübergänge, seltener durch Hiaten mit geringmächtigen intraklastenreichen Lagen begrenzt (Profile 3, 6, 11, 15, 41; Abb. 22, 23). Diese Beobachtungen sind neben den oben genannten Gründen auf verstärkte subsidenzielle Absenkung am unmittelbaren Plattformrand zurückzuführen (Kap. 7, 9.1). Im rückwärtigen Raum des Barrensystems („Back-Bar“) dominieren am Top der Kleinzyklen scharfe Hiaten mit mächtigen aufgearbeiteten „flat pebble“ Konglomeraten (Profile 5, 8, 9, 13; Abb. 22, 23). Tepee- und Pisolithhorizonte am Top eines Kleinzykluses (Zyklus 9, Profil 5) belegen eine subaerische Exposition der unterlagernden Fazies (Tidal-flat, Abb. 22). Die Seltenheit subaerischer Expositionsflächen am Top einzelner Kleinzyklen innerhalb des schmalen Barrensystems ist in der geringen Amplitude hochfrequenter Meeresspiegelfluktuationen in Kombination mit einem stark strukturierten Relief und/oder subsidenzieller Unterschiede begründet (Kap. 7).

In unmittelbarer Nähe zum Festland (< 15 km; Profil 1) werden die lagunären Klein- und Großzyklen (Zyklen 8, 9) am Top durch mächtige Bodenbildungen mit einer Vielzahl eingeschalteter Siltlagen dokumentiert (Abb. 22, 23), die analog der „flat pebble“ Konglomerate im „Back-Bar“ Bereich des Ca₂-Barrensystems einen sehr geringen Akkommodationsraum postulieren. In lagunären Ablagerungen mit größerer Distanz zum Festland (> 15 km, Profil 18) fehlen siltreiche Einschaltungen am Top der Klein- und Großzyklen. Die Klein- und Großzyklen (Zyklen 7-10) werden am Top durch frühzementierte mudstones (Hardgründe?) und durch anhydritische Mineralisationen charakterisiert (Abb. 22, 23).

Die vertikale fazielle Anordnung der Zyklen und die Ausbildung der Zyklengrenzen innerhalb des schmalen Barrensystems läßt eine Unterteilung in vier Kleinzyklen (Zyklen 7-10; „small-scale shallowing-upward cycles“) und zwei größere shallowing-upward Zyklen zu („large scale shallowing-upward cycles“). Beide regressiven Großzyklen (7-8; 9-10) bilden an der Basis mächtige, flachmarine Barsedimente aus (Bar/Shoal-Fazies), die zum Hangenden von subtidalen Sedimenten (Ooid-inter/back-bar Fazies) bzw. durch inter- und supratidale Sedimenten überlagert werden (Tidal-flat/channel, Algal-tidal-flat, Sabhka; Abb. 22, 23). Die flachmarinen Barsedimente an der Basis der Großzyklen dokumentieren die Anlage zweier Barrensysteme zu Beginn des Ca₂-HST (Zyklus 7) und zu Beginn eines hochfrequenten Meeresspiegelanstiegs vierter Ordnung (Zyklus 9, Kap. 7.1).

Im ersten Großzyklus (7-8) dominieren durch den relativen Meeresspiegelanstieg dritter Ordnung geschaffenen großen Akkommodationsraum („third-order accommodation space“) subtidale Fazieskörper (Bar/Shoal-Fazies). Im zweiten Großzyklus (9-10) ist eine Zunahme an peritidalen Sedimenten in Form von Tidal-flat/Channel, Algal-tidal-flat und Sabhka Ablagerungen zu beobachten (Abb. 22, 23), die mit einem abnehmenden Akkommodationsraum am Ende des Ca₂-HST einhergeht („third order shoaling“). Im Übergangsbereich zur Lagune können in den Kleinzyklen innerhalb des zweiten Großzykluses subtidale Anteile fehlen (Profile 8, 9; Abb. 23). Sie bestehen aus amalgamierten peritidalen Ablagerungen (Tidal-flat, Algal-tidal-flat) mit einer Vielzahl an umgelagerten „flat pebble“ Konglomeraten. Solche ineinander geschachtelten peritidalen Zyklen reflektieren ein stark reduzierten Akkommodationsraum im spätem Ca₂-HST und die mögliche Bildung der Zyklen durch hochfrequente Meeresspiegelfluktuationen mit relativ geringer Amplitude (Elrick & Read 1991). Die Abgrenzung des ersten Großzykluses (7-8) erfolgt durch mächtige peritidale Ablagerungen im „Back-Bar“ Bereich (Profile 2, 4, 5, 7, 8, 9, 13) bzw. mächtige subtidale Ablagerungen auf den Barren („Bar“; Profile 3, 6, 11, 15, 41; Abb. 22, 23). Sie reflektieren einen relativen Meeresspiegelrückgang vierter Ordnung (Kap. 7, 8). Lateral, vom Back-Bar Bereich bis zum Plattformrand verfolgbare peritidale Ablagerungen schließen den zweiten Großzyklus ab (9-10) und sind in einem relativen Meeresspiegelrückgang dritter Ordnung, der von einem hochfrequenten Meeresspiegelrückgang überlagert wird, begründet (Kap. 7.2). Am Top des zweiten Großzykluses (10) ist in den Barrenprofilen eine deutliche Sequenzgrenze ausgebildet (ZSB4; Kap. 5.3.4; Abb. 22, 23).

In der Lagune/Sabhka dominieren in sehr geringmächtigen Ca₂-HST Ablagerungen (<40 m) kondensierte shallowing-upward Zyklen (3-20 m), die analog den Ablagerungen innerhalb des Barrensystems zwei große shallowing-upward Zyklen ausbilden (7-8, 9-10; Profile 1, 18; Abb. 22, 23). Innerhalb der Lagune/Sabhka kann aufgrund der faziellen Vielfalt (Rinnen, hypersaline Tümpel; Kap. 4.1) nur der erste Kleinzyklus (F-Zyklus) über gewisse Distanzen miteinander korreliert werden (<5 km; Abb. 22, 23). Faziell können die Ablagerungen in den shallowing-upward Zyklen der Lagune/Sabhka nicht mit denen auf der Barre verglichen werden (Faziesgrenze). Ursache sind verstärkte subsidenzielle Absenkung im Bereich des schmalen Barrensystems (Kap. 7.2), die zusammen mit hochfrequenten Meeresspiegelfluktationen mit relativ geringer Amplitude (Kap. 7.1) und der starken paläotopographischen Strukturierung der Ca₂-Plattform (Kap. 7.3) eine Progradation sabhkaler und lagunärer Ablagerungen über das schmale Barrensysteem bis zum unmittelbaren Plattformrand verhindern.

5.3.1.4.2 Ca₂-HST am Plattformhang

Die Korrelation der auf der Ca₂-Plattform nachgewiesenen Ca₂-HST Kleinzyklen (Zyklen 7-10) ist mit Ablagerungen des Hanges und Beckens nur schwer möglich. In Profilen am unmittelbaren Plattformrand (<1 km vom A1-Plattformrand) fehlen Ablagerungen des Ca₂-HST vollständig („bypass-slope“; Profile 10, 12, 16, 17; Abb. 20, 21; Kap. 4.2). Der Ca₂-HST beginnt im Hang mit der Einschaltung grobklastisch-mittelkörniger Turbidite (> 1,3 km vom A1-Plattformrand; mfs; Profil 22; 32; Abb. 20, 21). Mehrfach amalgamierte Turbiditabfolgen belegen den fortwährenden Erosions- und Transportprozess entlang des steilen Plattformhangreliefs (Kap. 4.2).

Im Querprofil A-A' werden die mächtigsten Ca₂-HST Ablagerungen des Untersuchungsgebietes in den oberen und mittleren Hangablagerungen (>15 m; Profile 21, 23) erreicht (Abb. 20), die in einem sehr steilen Plattformhangrelief (4°, Kap. 4.2) und verstärkten Progradationsraten am Ende des Ca₂-HST auf der Ca₂-Plattform (Kap. 9) begründet liegen. In Ablagerungen des oberen und mittleren Hanges des Querprofils A-A' dominieren mächtige, amalgamierte Turbiditsequenzen, die zwei große thickening-upward Zyklen aufzeigen (Profile 21, 23, 39; Abb. 20).

Sie dokumentieren den Vorbau der Ca₂-Plattform (Progradation) und können entweder mit den großen shallowing-upward Zyklen der Plattform korreliert werden (7-8; 9-10) oder sind mit großer Wahrscheinlichkeit vollständig auf Schüttungen im späten Ca₂-HST zurückzuführen (Ende des zweiten Großzyklus 8-9 auf der Ca₂-Plattform, „highstand shedding“ nach Boardman & Neumann 1984; Droxler & Schlager 1985; Boardman et al. 1986; Wilber et al. 1990; Schlager et al. 1994). Die reliefbedingte Strukturierung des A1-Plattformhanges in einzelne Hochlagen („off-platform highs“) erschweren in den unteren Hangablagerungen eine Zuordnung des turbidalen Ablagerungsmuster zu den einzelnen Ca₂-HST Kleinzyklen (Kap. 4.2). Das steile Plattformhangrelief im Querprofil A-A' gewährleistet die Verfrachtung turbidaler Abfolgen bis weit in das Becken (35 km vom A1-Plattformrand, Kap. 4.2).

Im Querprofil B-B' kann in den sehr geringmächtigen Ablagerungen des oberen und mittleren Hanges (<5 m, Profile 32, 33, 34) keine laterale Beziehung zu den Kleinzyklen der Ca₂-Plattform hergestellt werden (Abb. 21). Die turbidalen Ca₂-HST Ablagerungen des oberen Plattformhanges im Querprofil B-B' werden durch sehr grobklastische Turbidite charakterisiert. Sie spiegeln einen möglichen Einfluß synsedimentärer tektonischer Prozesse entlang prä-existierender Störungssysteme wider (Kap. 7.2). Das sehr flache Plattformhangrelief (< 1°, Kap. 4.2) verhindert zusammen mit möglichen tektonischen Prozessen (Kap. 7.2) und geringeren Progradationsraten der Ca₂-Plattform (Kap. 9.1) die Erkennung eines sequenzstratigraphischen Musters am östlichen Plattformhang.

5.3.2 Zechsteinsequenz 4 (ZS4)

5.3.2.1 Zechsteinsequenzgrenze 4 (ZSB4)

Der zweite shallowing-upward Großzyklus (9-10) wird auf der Ca₂-Plattform durch eine Sequenzgrenze dritter Ordnung abgeschlossen (Abb. 18, 19, 22, 23). Auf dem schmalen Ca₂-Barrensystem (<2,5 km) und in der Lagune/Sabhka wird die Sequenzgrenze durch lokale Verkarstungen und mächtige Tepee- und Pisolithhorizonte charakterisiert (Abb. 22, 23). Die Verkarstungserscheinungen und Tepee- und Pisolithhorizonte sind nicht auf dem gesamten Barrensystem durchgehend dokumentiert (Abb. 22, 23). Sie konnten auf der Ca₂-Plattform am unmittelbaren Plattformrand der alten A1-Plattform in Form von subvertikalen Kluffüllungen und brekziösen Strukturen im Querprofil B-B' (Profile 15, 41), im Querprofil A-A' im Scheitelpbereich des schmalen Ca₂-Barrensystems in Form von mächtigen Tepee- und Pisolithhorizonten (Profil 3) und im rückwärtigen Raum der Barre („Back-Bar“) sowohl im Querprofil A-A' (Profil 5), als auch im Querprofil B-B' (Profil 8) in Form von siltgefüllten Kavernen, Lösungsbrekzien und Kluffüllungen nachgewiesen werden (Abb. 22, 23). In einem Großteil der Lagune/Lagune fehlen eindeutige Hinweise einer subaerischen Exposition am Top des zweiten Großzykluses (9-10). Möglicherweise sind brekziös-diffuse Gefüge im sabhkalen Anhydrit Anzeiger einer möglichen Verkarstungsfläche (Profil 1; Abb. 22, 23). Die tiefgreifendsten subaerischen Beeinflussungen lassen sich auf der westlichen Ca₂-Plattform (Querprofil A-A') im Scheitelpbereich des schmalen Ca₂-Barrensystem (Profil 3, 15 m) und im „Back-Bar“ Bereich des Querprofiles B-B' lokalisieren (7 m; Profil 8; Abb. 23). Lokale subaerische Expositionen auf der Ca₂-Plattform haben ihre Ursache in der starken topographischen Gliederung in Hoch- und Tieflagen und/oder verstärkter tektonischer Aktivität in Kombination mit einem relativen Meeresspiegelabfall dritter Ordnung (Kap. 7).

Die große Mächtigkeit des Tepee-Pisolithkomplexes im Scheitelpbereich des Barrensystems belegt eine längere zeitliche subaerische Exposition auf einer exponierten Hochlage, während dessen in sogenannten paläogeographischen Tieflagen (Rinnen, „Back-Bar“) subaerische Expositionsflächen größtenteils fehlen bzw. von nur undeutlicher Ausbildung sind. Eine Ausnahme bildet das Profil 8, dessen fazielle Ausbildung im Ca₂-TST und Ca₂-HST ein prä-Ca₂ tiefgreifendes Rinnensystem belegt (Kap. 5.3).

Möglicherweise sind die tiefgreifenden Verkarstungen am Top des Zykluses 10 (7 m) auf synsedimentäre tektonische Bewegungen entlang lokaler Störungszonen zurückzuführen (Kap. 7.2). Eine andere Erklärungsmöglichkeit besteht in der Umlagerung verkarsteter Horizonte aus paläogeographisch hochliegenden Arealen. Hinweisgebend könnten vereinzelte siltreiche, umgelagerte Klasten innerhalb des verkarsteten Horizontes sein. Die Wechsellagerung zwischen Tepee-Pisolithkomplex und nadlig-fibrösen Zementen könnten einen schrittweisen Meeresspiegelabfall dritter Ordnung reflektieren (Osleger 1986; Kap. 7, 8).

5.3.2.2 Ca2/A2 LSW

Auf der verkarsteten und subaerisch beeinflussten Sequenzgrenze dritter Ordnung der Ca2-Plattform (ZSB4) liegen nodulare Anhydrite („chicken-wire anhydrites“, Kap. 3.2) und/oder stromatolitische Lagen mit geringmächtigen grainstone Einschaltungen des basalen A2 auf (Profile 1, 2, 3, 4, 5, 7, 8, 9, 13, 15, 18, 41). Die maximalen Mächtigkeiten betragen 5 m (Profil 3, Abb. 22). Die Entstehung der sabhkalen Anhydrite und deren Zuordnung zu diversen Systemtrakten wird kontrovers diskutiert. Obwohl Sabhka Ablagerungen für progradierende späte HST Ablagerungen nicht ungewöhnlich sind (Handford & Loucks 1993; Alsharan & Kendall 1994), kann eine Bildung der sabhkalen Anhydrite auf der Ca2-Plattform im LSW angenommen werden (Warren & Kendall 1985; Strohmenger et al. 1996).

Hinweisgebend dafür sind am Top des Ca2-TST (Evaporit/Karbonatabfolge, Kap. 5.3.1.3.1) am obersten Plattformhang diskordant auflagernde geringmächtige (<5 m), umgelagerte grainstones mit einer Vielzahl an Intraklasten. Die umgelagerten grainstones lassen sich nur am obersten Ca2- Plattformrand nachweisen (<1 km vom Plattformrand, Abb. 20, 21). Sie entsprechen Ablagerungen eines allochthonen Ca2-LSW und stellen das zeitgleiche Äquivalent zu den „chicken-wire“ Anhydriten des A2-LSW auf der Ca2-Plattform dar (Profile 10, 12, 16, 17; Abb. 20, 21). Die fazielle Ähnlichkeit der turbidal umgelagerten grainstones des Ca2-LSW des obersten Ca2-Plattformhanges mit den subtidalen grainstones der Ca2-HST Plattformkarbonaten könnten eine Herkunft der Ca2-LSW Turbidite vom Ca2-Plattformrand belegen.

Ob es infolge des Meeresspiegelabfalls dritter Ordnung unterhalb der Plattformkante (Abb.; Kap. 7, 8) zu einer geringmächtigen, autochthonen Karbonatproduktion am obersten Ca₂-Plattformhang gekommen ist („slope production“) kann nicht ausgeschlossen werden, doch verhinderte der steile Ca₂ Plattformhang den Erhalt einer möglichen kleinen, der Ca₂-Plattform vorgelagerten, Karbonatplattform (Kap. 4.2). Die schwarzen Laminite innerhalb des Ca₂-LSW (Profile 10, 12, 16, 17; Abb. 20, 21), als auch geringmächtige grainstones im sabhkalen A₂-LSW der Ca₂-Plattform (Profil 3) belegen einen hochfrequenten Meeresspiegelanstieg innerhalb des Meeresspiegeltiefststandes dritter Ordnung („third-order lowstand“, Kap. 9).

5.3.2.3 Ca₂/A₂ TST

Über sabhkalen Anhydriten der Ca₂-Plattform (A₂-LSW) lagern kavernöse Anhydrite des A₂ und werden dem A₂-TST der ZS4 zugeordnet (Strohmenger et al. 1996).

Am unmittelbaren Ca₂-Plattformrand (< 500 m) des Querprofiles B-B' überlagern geringmächtige (< 6 m), bioturbate wacke- und grainstones kontinuierlich Tidal-flat Ablagerungen des zweiten Ca₂-HST Großzykluses (Zyklus 10, Abb. 23, Profil 11) und entsprechen Ablagerungen des Ca₂-TST der ZS4. Der kontinuierliche Übergang zwischen den Systemtrakten (Ca₂-HST/Ca₂-TST) dokumentiert die Ausbildung einer Sequenzgrenze zweiten Typs (Vail & Todd 1981) am unmittelbaren Ca₂-Plattformrand des Querprofiles B-B', deren Entstehung auf verstärkte subsidenzielle Absenkung am unmittelbaren Ca₂-Plattformrand zurückzuführen ist (Kap. 7.2).

Dagegen belegen am unmittelbaren Ca₂-Plattformrand des Querprofiles A-A' eine Vielzahl umgelagerter Onkoide und PISOIDE innerhalb des Ca₂-TST (Abb. 22, Profil 6) eine erosive Aufarbeitung der unterlagernden Fazies (Tidal-flat? des Ca₂-HST) infolge eines Meeresspiegelrückgangs dritter Ordnung (Sequenzgrenze ersten Typs nach Vail & Todd 1981, Kap. 7.1). Am Top des Ca₂-TST am unmittelbaren Ca₂-Plattformrand sind bitumenreiche mudstones aufgeschlossen (Abb. 23).

Ebenfalls bitumenreiche Lagen sind am Top der Ca₂-LSW Ablagerungen des obersten Plattformhanges und am Top der oberen, mittleren und unteren Ca₂-Hangprofile eingeschaltet (deepening-upward, Abb. 20, 21; Profile 10, 12, 16, 17, 19, 21, 22, 23, 24, 28, 29, 32, 35, 37). Die bitumenreichen Lagen reflektieren einen durch die Transgression („third-order sea-level rise“) zunehmenden Akkommodationsraum, die zu einem „Ertrinken“ („drowning“) der flachmarinen Ca₂-TST Partikelkarbonate am unmittelbaren Ca₂-Plattformrand (Profile 6, 11), als auch zur Beendigung der Karbonatproduktion am Ca₂ Plattformhang führt.

6. Geochemische Untersuchungen

6.1. Einleitung

Veränderungen des Akkommodationsraumes, bedingt durch eustatische Meeresspiegelschwankungen und Subsidenz, können in den Zyklen zu Variationen in der Zusammensetzung und Menge des klastisch-detritisch eingetragenen Materials führen. Um Aussagen zu treffen, inwiefern Veränderungen des Akkommodationsraumes an Veränderungen in der Zusammensetzung des klastisch-detritischen Materials gekoppelt sind, wurden zum Großteil die klastisch-detritisch gebundene Elemente wie Al, Ti, K, Si, Fe, Zr, Rb in die RFA analytischen Untersuchungen einbezogen. Zur Verhinderung von Verdünnungseffekten wurden neben oxidischen Elementverhältnissen Aluminium normierte Elementverhältnisse genutzt. Die geochemischen Signale können jedoch durch diagenetische Vorgänge überprägt werden. Beispielsweise können in den Karbonaten Elemente wie Mn, Fe, Sr und Sc in das Gitter eingebaut werden oder es finden diagenetisch beteiligte An- und Abreicherungen bestimmter Elementgruppen statt (Shukla 1988; Zenger & Dunham 1988).

Die Koppelung verschiedener Elemente an verschiedene Mineralphasen (Karbonat, Anhydrit, Salz) erschwert zudem die Interpretation der Ergebnisse. Infolge dessen wurde versucht auf Elemente zurückzugreifen, die relativ unbeeinflusst von Diagenesevorgängen bleiben (Si, K). Wenige Spuren (Zr, Rb)- und Hauptelemente (Ti, Fe, Na) werden desweiteren in die Betrachtung der RFA Ergebnisse miteinbezogen. Veränderungen in den CaO und MgO-Verhältnissen sind möglicherweise hinweisgebend für den Einfluß meteorischer Wässer (Kap. 7). Für die RFA Untersuchungen wurden Referenzprofile aus unterschiedlichen Fazieszonen der Plattform, wie der Lagune/Sabhka (Profil 1), dem Back-Bar Bereich (Profile 5, 8), der Barre (Profil 3) und dem obersten Plattformrand (Upper Slope, Profil 17) ausgewählt (Abb. 25, 26, 27, 28, 29).

6.2. Ergebnisse

In allen Profilen sind die deepening- und shallowing upward Zyklen in den RFA-Ergebnissen mehr oder weniger deutlich nachweisbar (Abb. 25, 26, 27, 28, 29). Vorallem die Oxide (SiO_2 , K_2O , z.T. Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2) zeigen sowohl im Ca2-TST als auch vorallem im Ca2-HST deutliche Veränderungen auf, die die transgressiven und regressiven Flächen widerspiegeln. Zweistoff-Diagramme belegen eine Bindung der Oxide (SiO_2 , K_2O , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 , ZrO , RbO) an die klastisch-detritische Fraktion (Abb. 24). Die überwiegend gute Korrelation zwischen Si und Al beweist, daß ein Großteil des Siliziums in Form von Tonmineralen und Kalifeldspäten an Aluminium gebunden ist (Abb. 24A). Abweichungen von der Korrelationsgeraden deuten auf einen möglichen verstärkten detritisch-äolischen Eintrag des Siliziums hin. Die ebenso gute Korrelation von Aluminium und Kalium ist Anzeiger für die überwiegende Bindung des Kaliums in Tonmineralen und Feldspäten (Abb. 24B).

Vergleicht man die $\text{TiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ und $\text{TiO}_2/\text{SiO}_2$ Diagramme miteinander, treten trotz guter Korrelationen im $\text{TiO}_2/\text{SiO}_2$ Diagramm größere Streuungen auf (Abb. 24C/D). Titan ist sowohl in der klastischen Komponente als Schwermineral gebunden, als auch in der Tonfraktion. Das bei der Verwitterung freigesetzte Titan entstammt leicht verwitterbaren Material und kann verstärkt in Tonminerale eingebaut sein (bis zu 1% nach Möderl 1996). Die sehr schlechte Korrelation zwischen MgO und CaO innerhalb des karbonatischen Ablagerungssystems ist auf die hohen Anhydritgehalte (bis zu 40%) in einigen Profilen zurückzuführen (Abb. 24E). Somit ist ein Großteil des Ca^{2+} nicht im Dolomit gebunden, sondern im Anhydrit (CaSO_4). Desweiteren kann Mg^{2+} nicht nur im Dolomit fixiert sein, sondern auch in erheblichen Maße in Tonmineralen und Feldspäten.

Im folgenden werden für die einzelnen Faziesbereiche (Lagune/Sabhka, Back-Bar, Bar, Upper slope) die jeweiligen Elementverteilungen dargestellt und es wird beschrieben inwiefern sie sich innerhalb der Klein- und Großzyklen verändern.

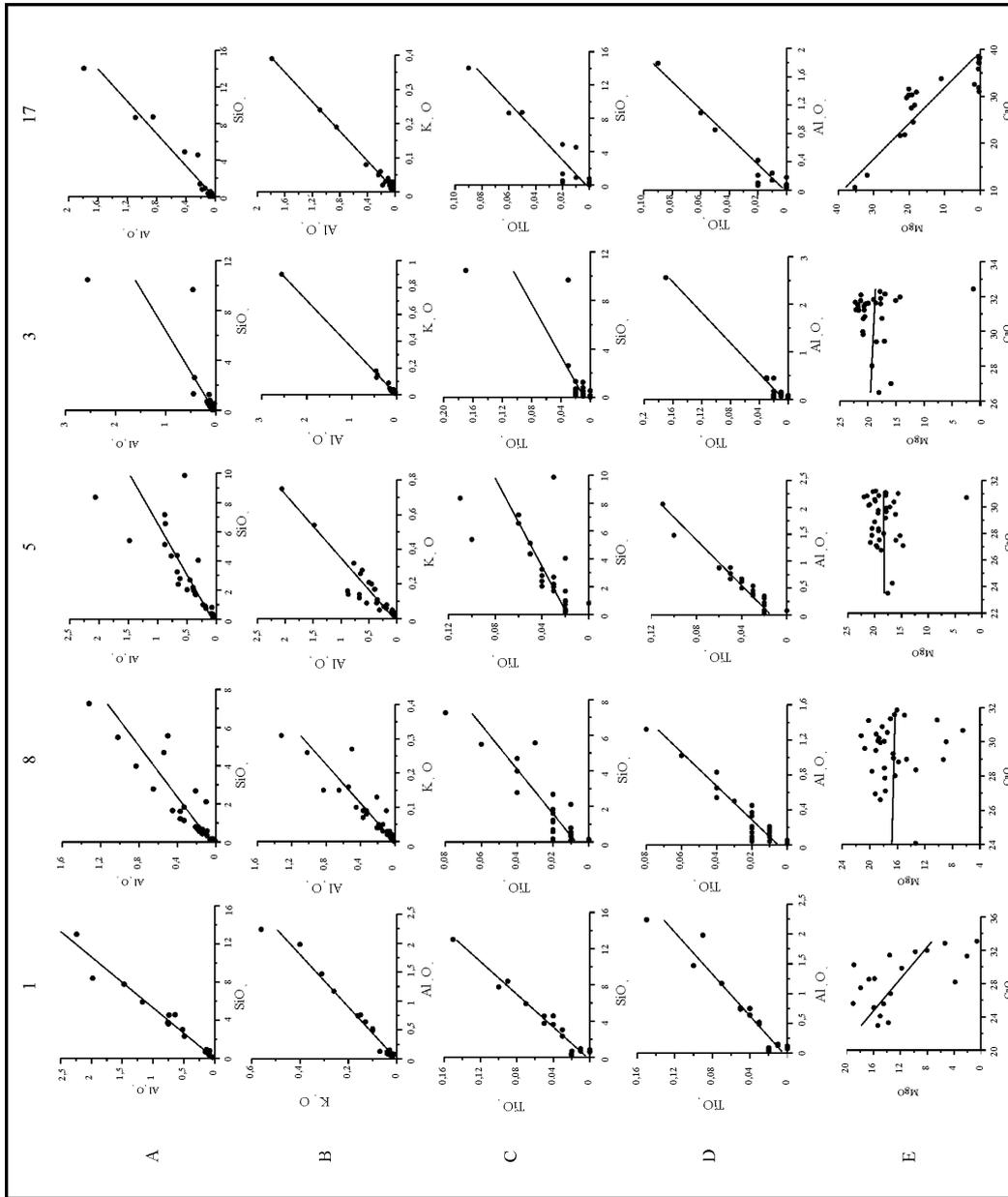


Abb. 24: Zweistoff-Diagramme zwischen Silizium und Aluminium (A), Titan und Silizium (B), Titan und Aluminium (D) und Magnesium und Kalzium (E) im Bezug zu ausgewählten Elementen (siehe Anhang). Bemerkenswert ist die gute Korrelation zwischen Si und Al (A) und zwischen K und Al (B), die die Bindung des Siliziums und Kaliums an Tonminerale und Klafeldspäte anzeigen. Die Ti/Al (C) und Ti/Si (D) Verhältnisse zeigen trotz guter Korrelationen Abweichungen von der Korrelationsgeraden auf, die die Bindung des Titans sowohl an die klastische Komponente (Schwerminerale), als auch an die Tonfraktion begründet liegt. Die sehr schlechte Korrelation zwischen Mg und Ca ist auf die hohen Anhydritgehalte in den Profilen zurückzuführen (E).

In den landnahen lagunären Profilen (Profil 1) spiegeln sich in den klastisch-detritisch gebundenen Oxiden (Si, K, Al, Ti, Fe, Rb, Zr) die Verflachungstrends der Kleinzyklen im Ca₂-HST wider. Sie werden am Top durch bis zu 12fach höhere Werte als innerhalb der Kleinzyklen angezeigt (2218-2220 m, 2212-2214 m, 2205-2207 m, Abb. 25A). Gegenläufige CaO - MgO Verhältnisse konnten am Top der Ca₂-HST Kleinzyklen (2218-2220 m, 2212-2214 m, 2205-2207 m) nachgewiesen werden (Abb. 25A). Normierte Al-Verhältnisse sind mehr oder weniger von relativ geringer Aussagefähigkeit. Erhöhte Si/Al Verhältnisse innerhalb des ersten und dritten Ca₂-HST Kleinzyklus könnten die in den Oxiden nachgewiesenen shallowing-upward Tendenzen widerspiegeln (2205-2208 m, 2218-2220 m; Abb. 25B). Bezieht man die Werte von Weaver (1989) hinzu, so scheint ein Großteil des Kaliums an die Illitfraktion gebunden zu sein (<0,42). Das Si/Al Verhältnis liegt deutlich oberhalb des von Weaver (1989) ermittelten Wertes von 1,66 und ist auf eine äolisch/fluviatile Zufuhr des Siliziums zurückzuführen.

Back-Bar

Im Back-Bar Bereich dokumentiert der Kurvenverlauf der klastisch-detritisch gebundenen Oxide (Si, K, Al, Fe, Ti) die Vertiefungs- und Verflachungstrends innerhalb der Ca₂-TST und Ca₂-HST Kleinzyklen. Während im ersten und zum Teil im zweiten Ca₂-HST Kleinzyklus (Zyklen 7, 8) des Profils 8 nur ein gering ansteigender Kurvenverlauf der klastisch-detritisch gebundenen Oxide zum Top der Ca₂-HST Kleinzyklen zu beobachten ist (Faktor 2; 2470-2475 m, 2445-2450 m), erfolgt zum Top des zweiten Ca₂-HST Großzyklus eine starke Zunahme (Zyklus 10; Faktor 6; 2423-2433 m; Abb. 26A). Im Ca₂-TST ist neben den deutlich höheren Anteil detritisch gebundenen Elementverhältnisse (2-3fach), eine Differenzierung analog des Lithologs in zwei kleine transgressive Ca₂-TST Kleinzyklen möglich (Zyklen 5,6; siehe Kap. 5.3.1.2). Diese zeichnen sich durch eine deutliche Zunahme des Si/Al und K/Al Verhältnisses zum Top der transgressiven Zyklen aus (Faktor 2-3; 2494-2497 m, 2481-2485 m; Abb. 26B). Die normierten Si/Al Verhältnisse bilden im Ca₂-HST durch geringfügige Zunahme zum Top der Ca₂-HST Kleinzyklen ebenfalls die shallowing-upward Tendenzen ab (2470-2475 m, 2440-2454 m, 2433-2437 m, 2420-2430 m; Abb. 26B).

Im Profil 5 kann keine Beziehung zwischen einer Zunahme der klastisch-detritischen gebundenen Elemente zum Top der Ca₂-HST Kleinzyklen aufgezeigt werden. Vielmehr kommt es in inter-supratidalen Bereichen des Profiles zu einer deutlichen Erhöhung in den Elementverhältnissen (2241-2148 m, 2210-2118 m; Abb. 27A). Analog des Profiles 8 spiegelt sich in den oxidischen Verhältnissen der siliziklastischen Elemente (Si, K etc.) die deepening-upward Tendenzen des Ca₂-TST wider (2160-2165 m, 2157-2160 m; Abb. 27A). Die sehr hohen K/Al-Werte im Profil 5 liegen deutlich oberhalb der von Weaver (1989) angegebenen Bemessungsgrenze für Illit-Herkunft (<0,42; Abb. 27B). Vergleicht man dazu den beinahe synchronen Kurvenverlauf von K/Al und Na/Al, so läßt sich ein Großteil des Kaliums aus salinaren Mineralisationen herleiten (KCL).

Barre

Zentrale Barrenprofile weisen aufgrund der großen Distanz zum Festland die geringsten siliziklastischen Einträge auf, die in sehr niedrigen Elementverhältnissen zum Ausdruck kommen. Nicht desto trotz bildet die Zunahme der Oxide der detritisch gebundenen Elemente zum Top der Ca₂-HST Kleinzyklen kleine Verflachungstrends im Ca₂-HST ab (2100-2110 m, 2085-2092 m, 2072-2082 m, 2055-2067 m; Abb. 28A). Desweiteren ist eine deutliche Zunahme des siliziklastischen Anteiles um den Faktor 10 zum Top des zweiten Ca₂-HST Großzykluses zu beobachten (bei 2055 m; Zyklus 10; Abb. 28A).

Im Ca₂-TST ist der Gehalt detritisch gebundener Oxide entgegen des Ca₂-HST um ein Vielfaches höher (10fache, 2115-2120 m). Gegenläufige CaO - MgO Verhältnisse sind am Top der ersten (Zyklus 7, bei 2100 m) und am Top des dritten Ca₂-HST Kleinzykluses (Zyklus 9, bei 2073 m) nachweisbar (Abb. 28A). Normierte Elementverhältnisse (überwiegend Si/Al) spiegeln eine gewisse Zyklik wider, die mit den Verflachungszyklen innerhalb des Ca₂-HST einhergehen. Deutliche Unterschiede sind im Kurvenverlauf der K/Al und der Si/Al-Verhältnisse zu beobachten (Abb. 28B). Ursache ist möglicherweise die Bindung des Kaliums bzw. Siliziums an andere Mineralphasen (Tonminerale, Feldspäte, Salze).

Oberster Plattformhang

Die klastisch-detritisch gebundenen Elemente (Si, K, Al, Ti) zeichnen zum Teil in ihren Oxidverhältnissen im Profil 17 die lithologisch nachgewiesenen deepening-upward Zyklen innerhalb des Ca₂-TST nach (Abb. 29A). Sie manifestieren sich zusammen mit den Si/Al (Ti/Al, K/Al, Fe/Al) Verhältnissen in einer Anreicherung der Elemente am Top der Ca₂-TST deepening-upward Zyklen (2792-2780 m, 2775-2779 m, 2738-2747 m, 2725-2732 m, 2720-2724 m). Am Top des Profiles 17 ist ein starker Anstieg des Kurvenverlaufes der klastisch-detritischen Elemente sowohl in den Oxidverhältnissen, als auch in der Al-normierten Verhältnissen zu beobachten (2720-2724 m; Abb. 29A, B). Sie reflektieren die zwei kleinen deepening-upward Zyklen im Ca₂-LSW/TST.

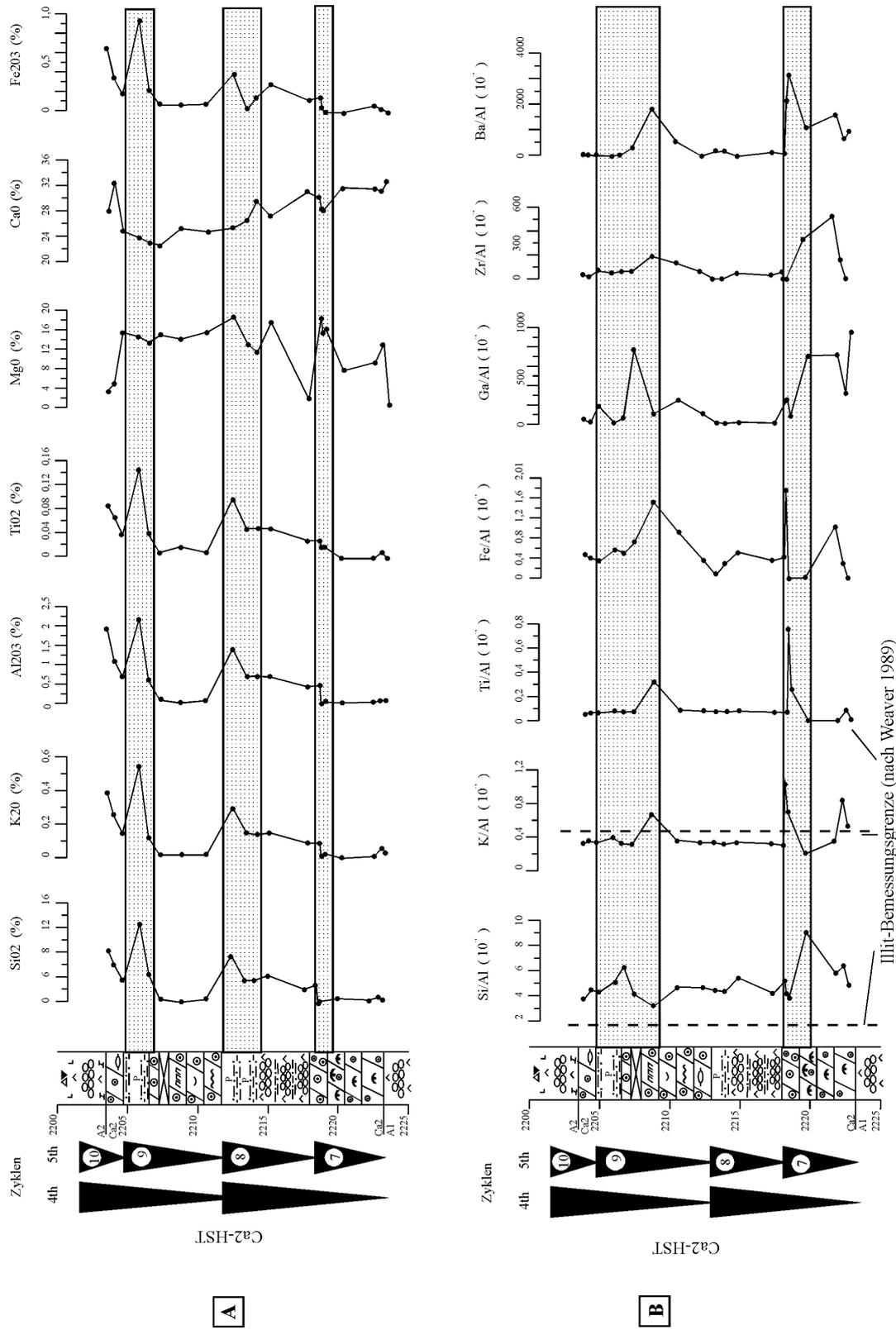


Abb. 25: Haupt- und Spurenelementchemismus (A) und Al-normierte Verhältnisse (B) an ausgewählten Elementen des Profiles 1 (siehe Anhang). Das Profil 1 ist in der Lagune/Sabhka positioniert (siehe Abb. 1 und 10). Hervorgehoben sind Bereiche erhöhter Elementanreicherungen im Bezug zu den jeweiligen Ca₂-HST Kleinzyklen (7-10, Legende siehe Profil 1 im Anhang).

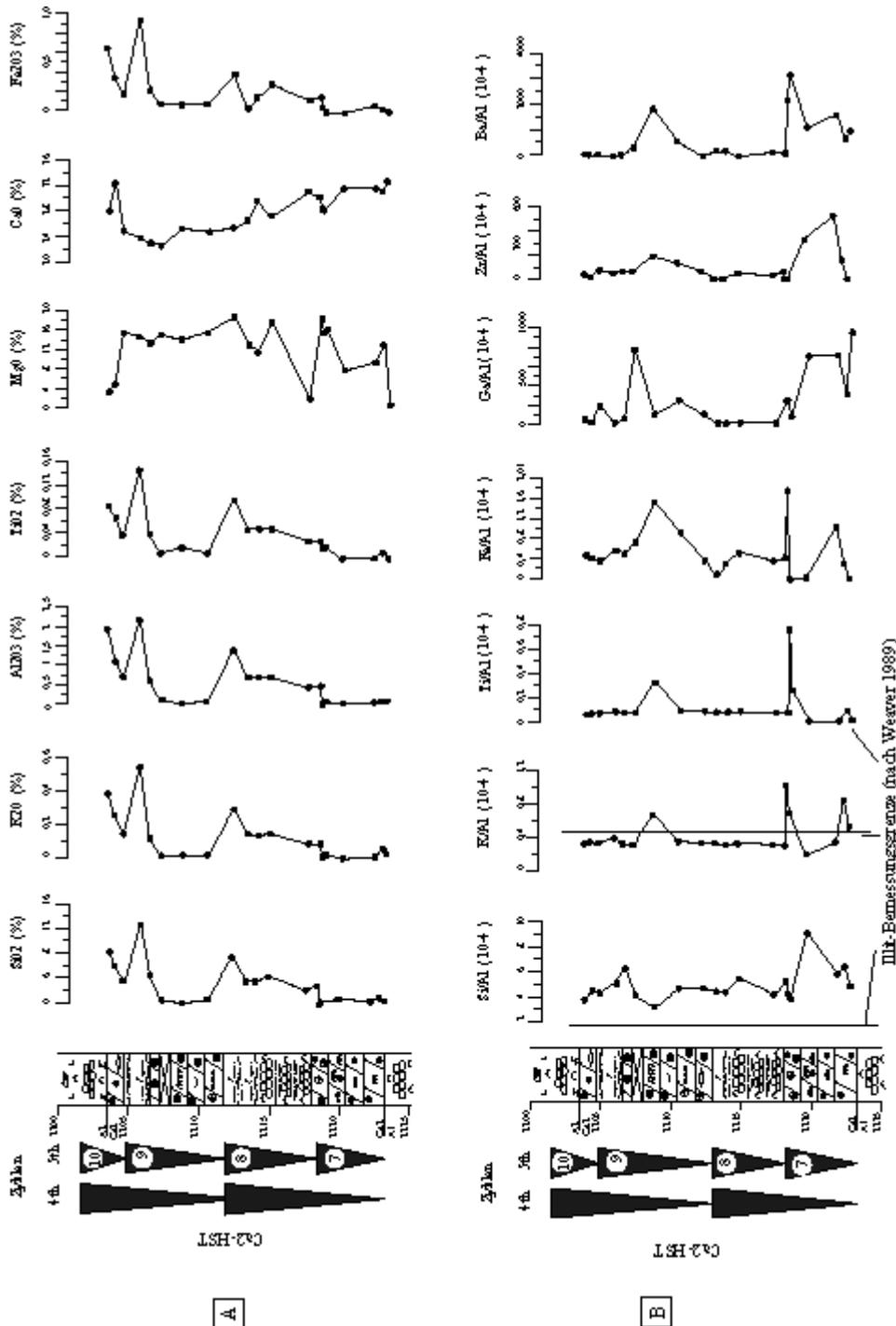


Abb. 25: Haupt- und Spurenelementeinhemismus (A) und Al-normierte Verhältnisse (B) an ausgewählten Elementen des Profiles 1 (siehe Anhang). Das Profil 1 ist in der Lagune/Säbhka positioniert (siehe Abb. 1 und 10). Hervorgehoben sind Bereiche erhöhter Elementanreicherungen im Bezug zu den jeweiligen Ca₂-HST Kleinszyklen (7-10, Legende siehe Profil 1 im Anhang).

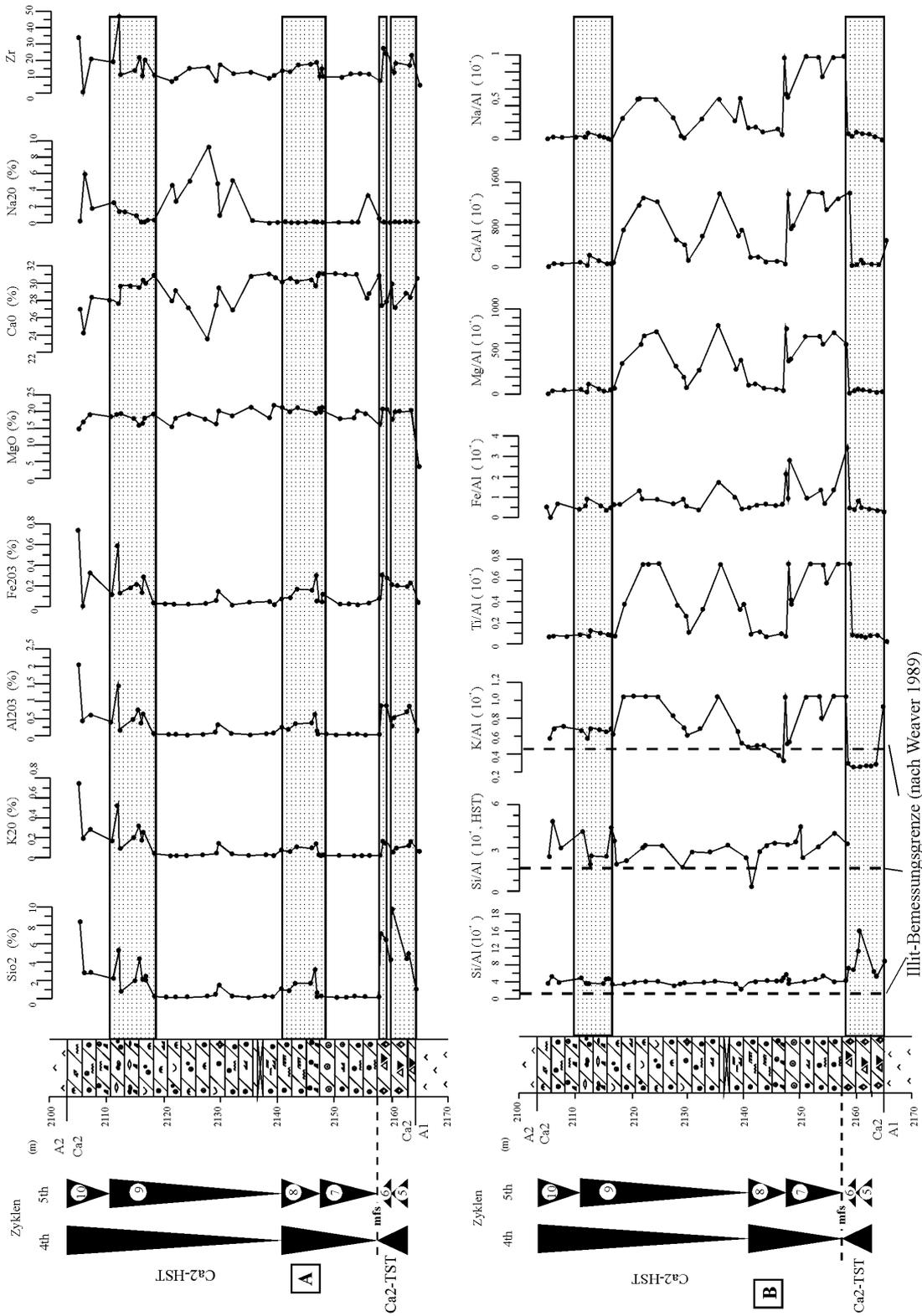


Abb. 27: Haupt- und Spurenelementhemismus (A) und Al-normierte Verhältnisse (B) an ausgewählten Elementen des Profiles 5 (siehe Anhang). Das Profil 5 ist im Back-Bar Bereich des schmalen Barrenkomplexes positioniert (siehe Abb. 1 und 10). Hervorgehoben sind Bereiche erhöhter Elementanreicherung im Bezug zu den jeweiligen Ca₂-TST und Ca₂-HST Kleinzyklen (5-10, Legende siehe Profil 1 im Anhang).

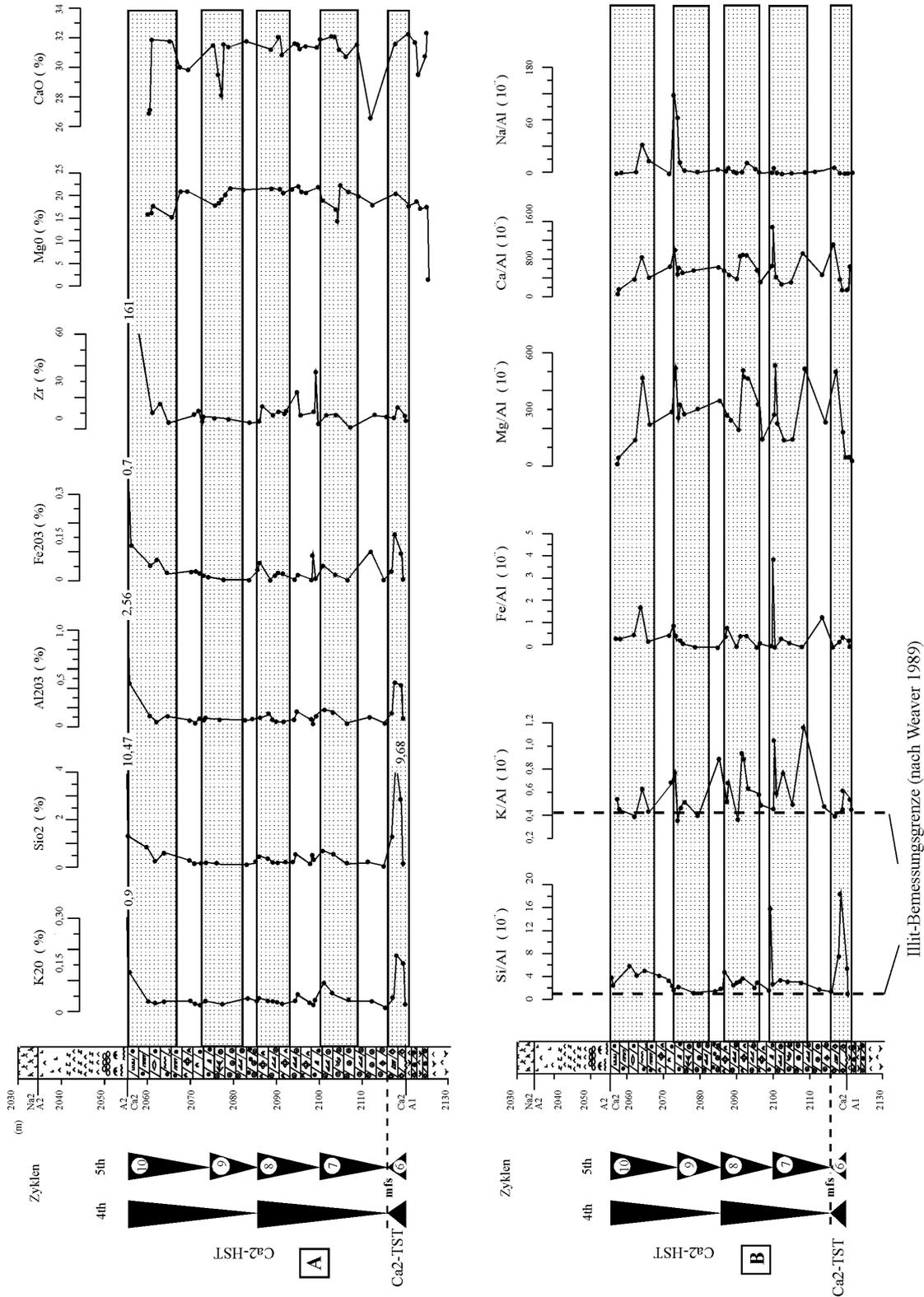


Abb. 28. Haupt- und Spurenelementchemismus (A) und Al-normierte Verhältnisse (B) an ausgewählten Elementen des Profiles 3 (siehe Anhang). Das Profil 3 ist im Scheitelbereich des schmalen Barrenkomplexes positioniert (siehe Abb. 1 und 10). Hervorgehoben sind Bereiche erhöhter Elementanreicherungen im Bezug zu den jeweiligen Ca₂-TST und Ca₂-HST Kleinzyklen (5-10, Legende siehe Profil 1 im Anhang).

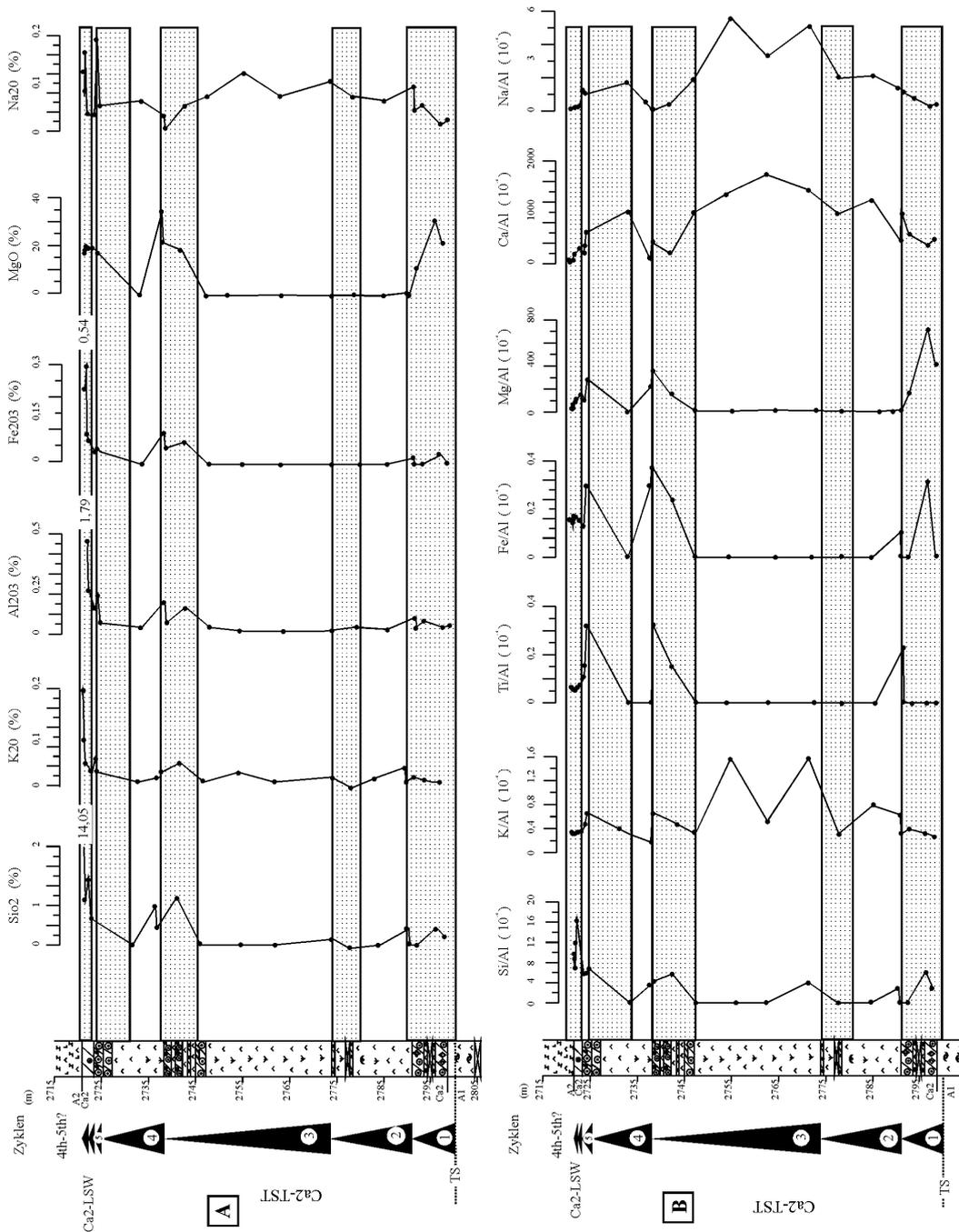


Abb. 29: Haupt- und Spurelementchemismus (A) und Al-normierte Verhältnisse (B) an ausgewählten Elementen des Profiles 17 (siehe Anhang). Das Profil 17 ist am obersten Plattformhang positioniert (siehe Abb. 1 und 10). Hervorgehoben sind Bereiche erhöhter Elementanreicherungen im Bezug zu den jeweiligen Ca2-TST Kleinzyklen (1-5, Legende siehe Profil 1 im Anhang).

7. Steuerungsfaktoren der Sequenzen dritter und höherer Ordnung

Für die Entstehung der Sequenzen dritter Ordnung (ZS3, ZS4), als auch für die Bildung hochfrequenter deepening- und shallowing-upward TST/HST Kleinzyklen höherer Ordnung (Zyklen 1-10) müssen eustatische (Kap. 7.1), tektonische (Kap. 7.2) und autozyklische (Kap. 7.3) Prozesse berücksichtigt werden. Jeder dieser Prozesse kann die Entstehung hochfrequenter deepening- und shallowing-upward Zyklen alleine erklären (Hardie & Shinn 1986; Grotzinger 1986; Koerschner & Read 1987; Hardie et al. 1991; Elrick & Read 1991). Nachfolgend wird versucht Kriterien herauszuarbeiten, die uns aufzeigen, inwieweit die analysierten Sequenzen dritter und höherer Ordnung von den jeweiligen Steuerungsfaktoren beeinflusst werden und ob eine Koppelung eustatischer, tektonischer und allozyklischer Prozesse für deren Bildung verantwortlich sind.

7.1 Eustatische Prozesse

Ein wichtiger Mechanismus für die Entstehung von Sequenzen dritter und höherer Ordnung im spätem Perm sind eustatische sowie klimatisch induzierte glacio-eustatische Meeresspiegelschwankungen und haben ihre Ursache in der kontinentalen Vereisung Gondwanas (Crowell 1978; Veevers and Powell 1987; Ross & Ross 1988). Das späte Perm wird als Übergang zwischen einer Vergletscherungsphase im Pennsylvannian und frühen Perm und einer Erwärmungsphase während der Jura- und Kreidezeit angesehen (Ustitski 1973; Frakes 1981; Veevers & Powell 1987; Kiersnowski et al. 1995). Verschiedene Bearbeiter konnten im unteren Kazanian glacial-marine Ablagerungen in Sibirien (Mikhailov et al. 1970; Frakes et al. 1975; Ephsteyn 1981), in Tasmanien und Ostaustralien nachweisen (Crowell & Frakes 1970, 1975; Crowell 1978, 1982, 1983; Frakes 1981).

Desweiteren konnte Crowley et al. (1989) durch Klimamodellierung des frühen Spätperms auf dem Superkontinent Pangea sehr niedrige Sommertemperaturen (0-5°) aufzeigen, die einhergehen mit den kontinentalen Vereisungen in Sibirien und so zu Meeresspiegelfluktuationen mit großer Amplitude im späten Perm geführt haben könnten (Borer & Harris 1991).

Für die Entstehung Permo-karbonischer Zykllotheme (4 - 5th order) können temporale Veränderungen im kontinentalen Eisvolumen durch Änderung in der Sonneneinstrahlung verantwortlich gemacht (orbitale Milankovitch Zyklen; Heckel 1986), die in permischen Ablagerungen der Yates-Formation Nordamerikas durch Exzentrizitätszyklen von 0,1 und 0,4 Ma nachgewiesen werden konnten (Borer & Harris 1991). Bemerkenswert ist, daß die kurzen (0,1 Ma) und langen (0,4 Ma) Perioden der Exzentrizität über das gesamte Phanerozoikum stabil sind (Walker and Zahnle 1986; Algeo and Wilkinson 1988; Berger 1989; Berger et al. 1989).

Die untersuchten Sequenzen (ZS3, ZS4; Kap. 5.3) am NE Beckenrand sind Bestandteil von 8 Zechsteinsequenzen dritter Ordnung (siehe Abb. 3, 42; Strohmenger et al. 1996). Für die Bildung der ZS3 und ZS4 Sequenzen dritter Ordnung kann in der 7 Ma dauernden Zechsteinperiode (Menning 1995) eine Zeit von ungefähr einer 1 Ma angenommen werden, die gut mit den glacio-eustatisch induzierten Sequenzen dritter Ordnung des Delaware Beckens (0,5-2 Ma: Sarg 1989; Borer & Harris 1991) und in die für die Entstehung von Sequenzen dritter Ordnung erwartete Zeitspanne zwischen 0,5 und 3 Ma korreliert werden können (Vail et al. 1991). Diese Einschätzung beruht auf der Annahme, daß für die drei Großzyklen auf der Karbonatplattform der ZS4 Sequenz dritter Ordnung („large-scale shallowing- und deepening-upward cycles“, Kap. 5.3) ein Zeitintervall von 0,4 Ma angenommen werden kann. Desweiteren gleichen die Mächtigkeiten der Ca₂-HST Großzyklen auf der Ca₂-Plattform (7-8, 9-10; ungef. 35 m; siehe Abb. 22, 23) den Mächtigkeiten der 0,4 Ma Exzentrizitätszyklen im Delaware Becken (Borer & Harris 1991; Osleger 1991) und entsprechen den für „gesunde“ Karbonatplattformen ermittelten Akkumulations- und Subsidenzraten (1-10 cm/1000 k.y nach Schlager 1981).

Die verkarstete third order Sequenzgrenze an der Basis der ZS3 Sequenz am Top der A1-Plattform und am obersten A1-Plattformhang (Kap. 5.3) belegen zusammen mit den beckenwärts umgelagerten A1-LSW Ablagerungen einen deutlichen Meeresspiegelabfall mit einer Amplitude von ungefähr 80 m (Sequenzgrenze erster Ordnung nach Sarg 1988; siehe Abb. 18, 19). Diese Einschätzung beruht auf der Tatsache, daß der Meeresspiegel bis im Bereich des obersten, verkarsteten A1-Plattformhanges gefallen sein muß (Profil 17; Kap. 5.3; siehe Abb.18).

Der sehr schnelle eustatische Meeresspiegelanstieg dritter Ordnung (80 m, 15% der Meeresspiegelkurve nach Hays et al. 1976; Fairbridge 1976; Pisias & Imbrie 1986) wird auf der A1-Plattform in der Bildung geringmächtiger retrogradierender Ca₂-TST Ablagerungen mit am Top aufgeschlossenen bitumenreichen Ablagerungen dokumentiert („condensed sections“; mfs; Kap. 5.3.1.3.2). Die Überlagerung des eustatischen Meeresspiegelanstiegs dritter Ordnung durch hochfrequente Meeresspiegelfluktuationen (4-5th order?) wird am obersten A1-Plattformhang durch die Bildung fünf transgressiver Kleinzyklen (Zyklen 1-5, Kap. 5.3.1.3.1) und auf der A1-Plattform durch zwei transgressive Kleinzyklen (Zyklus 5-6, Kap. 5.3.1.2) belegt. Eine Abschätzung der hochfrequenten Ca₂-TST Meeresspiegelamplitude erfolgt normalerweise nach der mittleren Zyklenmächtigkeit (Lehmann et al. 1998, siehe unten). Durch starke Erosions- und Transportvorgänge auf der A1-Plattform entlang prä-existierender Rinnensysteme (Kap. 4.1) bzw. ständigen Aufarbeitung und Erosion des A1-Plattformhanges (Abrasionsplattformen, Kap. 5.3.1.3.1) kann keine genaue Abschätzung der hochfrequenten Meeresspiegelfluktuationen des Ca₂-TST auf der A1-Plattform bzw. des A1-Plattformhanges durchgeführt werden. Desweiteren führen möglicherweise verstärkte subsidenzielle Bewegungen während der fortschreitenden Transgression (Kap. 7.2) zu erhöhten Ca₂-TST Mächtigkeiten am A1-Plattformhang, die nicht den „wahren“ TST-Zyklenmächtigkeiten entsprechen. Nimmt man nicht desto trotz die mittlere Ca₂-TST Zyklenmächtigkeit des am obersten A1-Plattformhanges befindlichen Profil 17 als Maßstab für die Bestimmung der hochfrequenten TST-Amplitude an, so kann von einer Amplitude hochfrequenter Ca₂-TST Meeresspiegelfluktuationen (4-5th order?) von ungefähr < 15 m ausgegangen werden.

Der wahrscheinlich langandauernde, dominierende glacio-eustatische Meeresspiegelabfall dritter Ordnung („third-order sea level fall“, 85% der Meeresspiegelkurve) reflektiert überwiegend subtidale, aggradierende Ablagerungssysteme im frühen Ca₂-HST bzw. peritidalen, progradierenden Ablagerungen im spätem Ca₂-HST auf der Ca₂-Plattform (Kap. 5.3.1.4.1), die zu mächtigen thickening-upward Turbiditsequenzen am oberen Plattformhang führen („highstand shedding“, Kap. 5.3.1.4.2; siehe Abb. 18-23).

Die Dominanz glacio-eustatischer Meeresspiegelschwankungen am Aufbau der Klein- und Großzyklen (4th to 5th order) spiegelt sich in der exzellenten lateralen Korrelation der Ca₂-HST Kleinzyklen (Zyklen 7-10) über eine Entfernung von mehr als 100 km entlang des schmalen, NW-SE streichenden Barrensystems (<2,5 km) und in der angrenzenden Lagune wider (siehe Abb. 1, 22, 23). Der Einfluß hochfrequenter glacio-eustatischer Meeresspiegelschwankungen manifestiert sich in vereinzelt subaerisch exponierten Flächen in Form von Tepee- und Calichehorizonte am Top weniger Ca₂-HST Kleinzyklen im Bereich des schmalen Ca₂-Barrensystems und pedogene Bodenbildungen am Top lagunärer Ca₂-HST Kleinzyklen (Kap. 5.3.1.4.1). Desweiteren belegen erhöhte Porositäten (Intrapartikelporositäten) und meteorisch-vadose Zemente (Meniskus Zement) am Top einzelner Ca₂-HST Kleinzyklen den Einfluß meteorischer Wässer, möglicherweise Anzeiger eines hochfrequenten glacio-eustatischen Meeresspiegelabfalls (Tafeln 14-17; siehe unten). Durch den Einfluß meteorischer Wässer kommt es zur Lösung primär aragonitischer Biogene (überwiegend Bivalven) und Abiogene (Ooide, Aggregatkörner). Meniskus-Zemente, mehrfach zementierte PISOIDE und riesengroße nadlig-fibröse Zemente charakterisieren einen Bildungsraum innerhalb der meteorisch-vadosen Zone, im Schwankungsbereich des Grundwasserspiegels.

Die RFA-Suite reflektiert innerhalb der Sequenzen dritter und höherer Ordnung das durch mögliche glacio-eustatische Meeresspiegelschwankungen hervorgerufene Sedimentationsmuster auf der Ca₂-Plattform. Die Abnahme bzw. der signifikante Anstieg der detritisch gebundenen Elemente (Si, K) an der Basis und am Top der Überflutungsflächen („flooding surfaces“) weisen auf Variationen in der Korngröße hin, die durch Verschiebung der Küstenlinie bei transgressiven und regressiven Phasen des Meeresspiegels hervorgerufen werden können (siehe Abb. 25-29). Der asymmetrische Kurvenverlauf der Meeresspiegelkurve dritter Ordnung (siehe unten) wird durch einen deutlich höheren Anteil detritischer Elementverhältnisse bzw. größeren Schwankungen im Ca₂-TST gegenüber den Ca₂-HST Ablagerungen dokumentiert. Zum Top des Ca₂-HST ist eine starke Zunahme im Si/Al (K/Al) Verhältnis bzw. der detritisch gebundenen Elemente zu beobachten, die einen abnehmenden Akkommodationsraum prognostizieren („third order shoaling“, siehe Abb. 25-29).

Der Einfluß meteorischer Wässer beim Rückgang eines möglichen glacio-eustatischen Meeresspiegels höherer Ordnung führt zu Veränderungen in der Gitterstruktur des Dolomites und könnte sich in gegenläufigen CaO - MgO Verhältnissen am Top der Kleinzyklen dokumentieren (siehe Abb. 25-29).

Hochfrequente, asymmetrische Meeresspiegelfluktuationen (4 - 5th order) sind Bestandteil des langandauernden Meeresspiegelabfalls dritter Ordnung und sind verantwortlich für die Entstehung der Ca₂-HST Kleinzyklen (Zyklen 7-10). Die überwiegende Dominanz peritidaler Ablagerungen am Top der Klein- und Großzyklen, die relativ gute Korrelation der peritidalen Ablagerungen über gewisse Entfernungen (<10 km; „layer cake to shingled structures“ nach Read 1995) und die Vielzahl kontinuierlicher Zyklenübergänge („conformable caps“) im Bereich des schmalen Ca₂-Barrensystems belegen für die möglichen eustatischen Meeresspiegelschwankungen höherer Ordnung (4-5th order) eine relativ geringe Amplitude (mindestens 10-20 m“; low- to middle amplitude“). Die Mindestabschätzung hochfrequenter Meeresspiegelfluktuationen beruhte auf Grundlage der mittleren Zyklenmächtigkeit (Lehmann et al. 1998). Subsidenz und unterschiedliche Sedimentationsraten wurden hierbei nicht berücksichtigt. Relativ geringe Amplituden des Meeresspiegels führen zur Bildung asymmetrisch ausgebildeter Zyklen mit geringmächtigen subtidalen und mächtigen peritidalen Ablagerungen (Read et al. 1986; Koerschner & Read 1989). Dies beruht auf der Tatsache, daß bei einer geringen Amplitude des Meeresspiegels die Wassertiefe so gering ist, das inter- bis supratidale Ablagerungen den geschaffenen Akkommodationsraum schnell auffüllen. Geringe bis mittlere Amplituden favorisieren desweiteren die Bildung von kontinuierlichen Faziesübergängen am Top der Zyklen („conformable caps“). Der eustatische Meeresspiegelabfall ist hierbei niedriger (gleich) als die Rate der Absenkung (Subsidenz), infolge dessen allmählich peritidale Sedimente über subtidale Ablagerungen progradieren. Große Meeresspiegelamplituden (Eustasie⇔Subsidenz) spiegeln sich in deutlichen Sequenzgrenzen in Form von Hiaten („erosional surfaces“) und subaerisch exponierten Flächen („exposure surfaces“) wider. Der Nachweis deutlicher Sequenzgrenzen in Kombination mit kontinuierlichen Faziesübergängen korrespondiert gut mit den für die Ca₂-HST Klein- und Großzyklen (4th to 5th order) ermittelten geringen bis mittleren Amplitude des Meeresspiegels.

Die abgeschätzte Amplitude der Meeresspiegelschwankungen höherer Ordnung (4th to 5th order) korreliert sehr gut mit den spätpermischen Ablagerungen Amerikas in den Guadalupe Mountains (Borer & Harris 1991, Osleger 1998) und dokumentiert zusammen mit den differenzierten Ablagerungsmuster der Klein- und Großzyklen eine Übergangsphase zwischen einer Vergletscherungs- und einer Erwärmungsphase im spätem Perm. Eine Sequenzgrenze dritter Ordnung („exposure surfaces“; ZSB4) am Top des zweiten Ca₂-HST Großzykluses (Zyklus 10) reflektiert analog der ZSB3 (80 m, siehe oben) einen deutlichen, aber weniger starken Meeresspiegelabfall (ungefähr 50 m“, asymmetrische Meeresspiegelkurve dritter Ordnung). Grundlage der Abschätzung des Meeresspiegelabfalls dritter Ordnung ist der Nachweis der beginnenden allochthonen Ca₂-LSW Einschaltungen am obersten Ca₂-Plattformhang (Top A1-LSW; siehe Abb. 18, 19, 20, 21). Die Abschätzung des Meeresspiegelrückganges wird durch fehlende Verkarstungshinweise am obersten Ca₂-Plattformhang erschwert. Nicht desto trotz kann aufgrund der Verkarstungshinweise auf der Ca₂-Plattform (Kap. 5.3.2.1) und am unmittelbaren Ca₂-Plattformrand (Kap. 5.3.2.3) davon ausgegangen werden, daß der Meeresspiegel unterhalb der Plattformkante gefallen sein muß. Ausnahme bilden Bereiche verstärkter Subsidenz am unmittelbaren Ca₂-Plattformrand (Querprofil B-B', Kap. 7.2). Die Überlagerung hochfrequenter Meeresspiegelfluktuationen (4 - 5th order) mit der Meeresspiegelkurve dritter Ordnung (3rd order) und ein asymmetrischer Kurvenverlauf der hochfrequenten Meeresspiegelschwankungen (4 - 5th order) spiegelt sich in der Ausbildung der Ca₂-HST Zyklen auf der Ca₂-Plattform wider (7-10, Abb. 30).

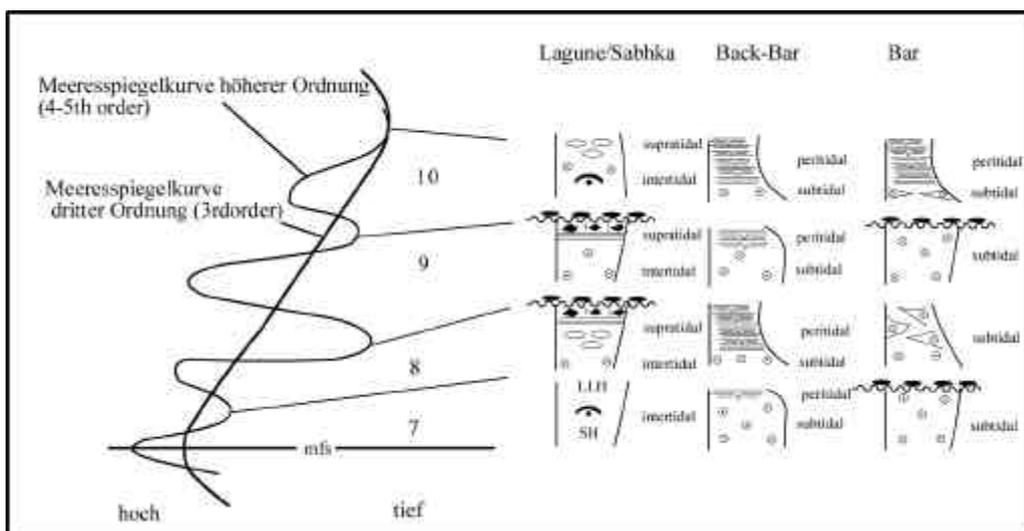


Abb. 30: Vereinfachte Darstellung der Entwicklung und Ausbildung der Verflachungszyklen (shallowing-upward) im Ca₂-HST in Abhängigkeit zu Meeresspiegelfluktuationen dritter und höherer Ordnung (Legende: siehe Abb. 16).

Ein relativ geringer hochfrequenter Meeresspiegelanstieg (ungef. 10 m, 5th order?) zu Beginn des Kleinzykluses 8 in Kombination mit einem deutlichen hochfrequenten Meeresspiegelrückgang (ungef. 20 m, 4th order?) führt am Top dieses Kleinzykluses zur Ausbildung einer mächtigen siltreich-pedogenen Bildung in der Lagune/Sabhka, eines großen peritidalen Komplexes im „Back-Bar“ Bereich und subtidaler Ooid-inter/back-bar Fazieskomplexe im „Bar“ Bereich (Ende erster Großzyklus 7-8, siehe Abb. 22, 23). Ein relativ deutlicher hochfrequenter Meeresspiegelanstieg (ungef. 20 m, 4th order?) zu Beginn des 9 Kleinzykluses in Kombination mit einem relativ geringfügigen hochfrequenten Meeresspiegelrückgang (ungef. 10 m, 5th order?) manifestiert sich in mächtigen subtidalen Ablagerungen im Back-Bar und Bar/Shoal Bereich (Abb. 30; siehe Abb. 22, 23). In der Lagune/Sabhka dominieren weiterhin pedogene Bildungen, die einen deutlichen Einfluß des hochfrequenten Meeresspiegelanstieges höherer Amplitude aufgrund des geringen Akkommodationsraumes vermessen lassen. Mächtige subtidale Ablagerungen im „Back-Bar“ und „Bar“ Bereich zu Beginn des Ca2-HST (Zyklus 7) sind auf einen durch die maximale Überflutung (mfs) geschaffenen großen Akkommodationsraum zurückzuführen („third-order accommodation space“), der eine hohe Karbonatproduktionsrate auf der Plattform bedingt. Die Dominanz mächtiger peritidaler Ablagerungen am Top des Zykluses 10 ist in der Überlagerung des hochfrequenten Meeresspiegelabfalls höherer Ordnung (4th order?, ungef. 20 m) mit einem Meeresspiegelabfall dritter Ordnung (3rd order, ungef. 50 m) begründet (Abb. 30; siehe Abb. 22, 23).

Eine Vielzahl der Kleinzyklen weichen jedoch vom möglichen eustatischen Kurvenverlauf dritter und höherer Ordnung vorgeschlagenen Sedimentationsmuster ab, so daß eine Ankopplung an tektonische und autozyklische Prozesse angenommen werden muß (Kap.7.2/3).

7.2 Tektonische Prozesse

Die Entstehung tektonischer Sequenzen dritter Ordnung sind an Volumenveränderungen im Ozean gebunden, die auf Veränderungen in der Spreadingrate, der Rate der Abkühlung und der Subsidenz des Mittelozeanischen Rückens zurückzuführen sind (Pitman 1978; Pitman & Golovchenko 1983). Zudem können auch Inter- und Intraplatten-Stress zu Volumenänderungen des Ozeanwassers führen (Cloething 1988; Klein & Willard 1989; Tucker 1991; Klein & Kupperman 1992). Der letzt genannte Mechanismus soll bei der Bildung spätpermischer Sequenzen dritter Ordnung eine bedeutende Rolle gespielt haben, denn es handelt sich um eine Zeit aktiver Orogenese und instabiler Krustenausbildung. Diese ist in einer beckenwärtige Progradation der Zechsteinsequenzen zu erkennen und kann durch einem tektonisch-eustatischen Meeresspiegelrückgang erster und zweiter Ordnung infolge der Bildung des Pangea Superkontinentes erklärt werden (Ross & Ross 1988; Vail et al. 1991; Ross & Ross 1995).

Subsidenzielle Vorgänge - geschaffen durch thermische Abkühlung der Lithosphäre (Lorenz 1984; Van Wees 1997) und tektonische Prozesse (Menning 1991; Van Wees 1997) - spielen bei der Schaffung von Akkommodationsraum im späten Perm NE Deutschlands eine zentrale Rolle. Durch verschiedene subsidenzielle Untersuchungen in den Teilbecken des südlichen Zechsteinbecken (NW-deutsches Zechsteinbecken, NE-deutsches Zechsteinbecken, Polnischer Trog) wurde eine rapiden Absenkung vom späten Perm (Oberes Rotliegendes) bis zur frühen Trias nachgewiesen (Abb. 31a-c; Dadlez et al. 1995; Plein 1995; Poprawa 1997; Van Wees 1997). Zudem belegen starke laterale Mächtigkeitsschwankungen der Oberrotliegendesedimente einen prä-permischen Akkommodationsraum (Kiersnowski et al. 1995). Die Begrenzung der Teilbecken erfolgt durch tiefreichende Störungszonen („wrench-faulting“), an denen der oberkarbonische Vulkanismus gekoppelt ist (Ziegler 1990).

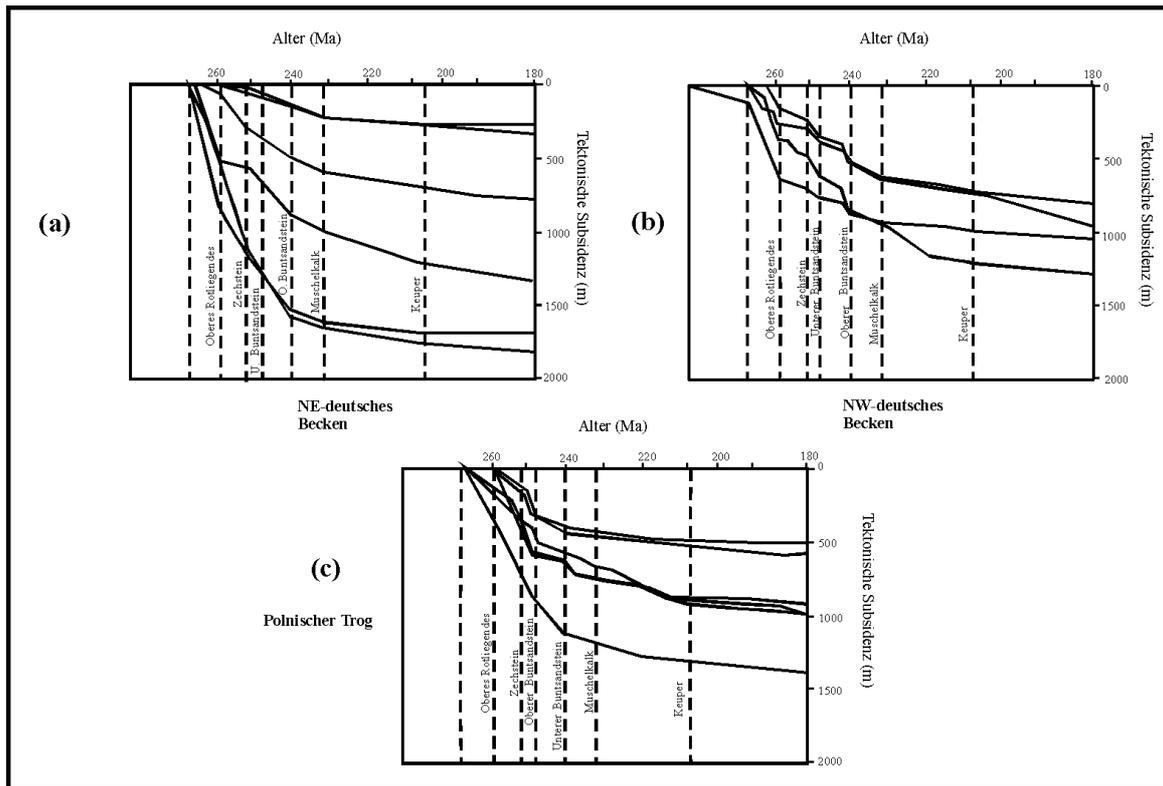


Abb. 31: Tektionische Subsidenzkurven ausgewählter Profile des NE-deutschen Beckens (a), des NW-deutschen Beckens (b) und des Polnischen Troges (c; nach Van Wees 1999).

Obwohl das seismische DEKORP-Profil keine Hinweise für ein frühpermisches Rifting aufweist (Breitkreutz 1997), gibt es Anzeichen, daß Störungssysteme im frühen Perm initiiert und in späteren Perioden reaktiviert wurden (Ziegler 1990, Abb. 32). Der NE-Beckenrand streicht entlang einer altangelegten NW-SE streichenden Störungszone (Stralsund-Störung nach Strohmenger et al. 1993), die einer horizontalen Blattverschiebung („strike-slip“) permokarbonischen Alters entspricht und Bestandteil der Trans-European-Suture Zone ist (TESZ). Sehr hohe Subsidenzraten von größer 200 m/Ma konnten entlang dieser Störungszone im NE-Becken und im Polnischen Trog nachgewiesen werden (Abb. 31a, c; Poprawa 1997; Benek et al. 1996; Littke et al. 1999).

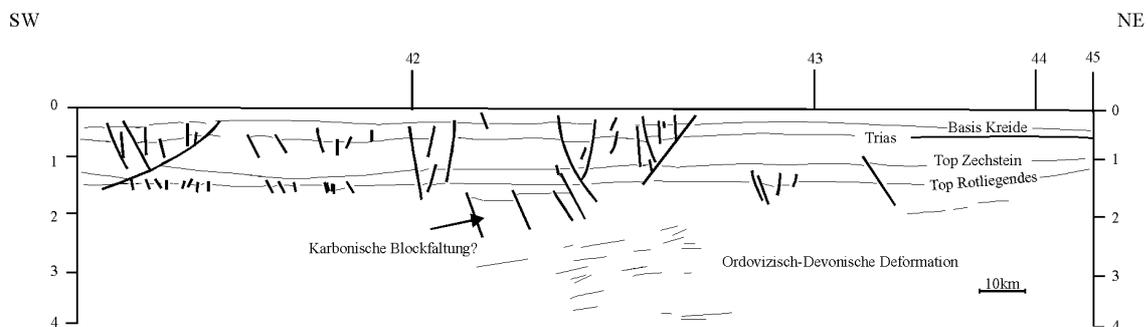


Abb. 32: Interpretierte Seismik des DEKORP Profils 2000 (BASIN 9601) vom Nordrand des NE deutschen Beckens (Profile siehe Anhang, nach Benek et al. 1996). Die Lage der Profile ist der Abbildung 1 zu entnehmen.

Unterschiedliche Mächtigkeiten der Klein- und Großzyklen im Ca₂-HST (Kap. 5.3.1.4.1, Abb. 33), die Antikorrelation von Ca₂-TST/HST Kleinzyklen und Sequenzgrenzen gleicher fazieller Ausbildung über größere Entfernungen (<2 km, Kap. 5.3.1.4.1), variierende Mächtigkeiten und Diskrepanz im Auftreten der peritidalen Fazieskörper innerhalb der Ca₂-HST Klein- und Großzyklen, unterschiedlich weitreichende Verkarstungen am Top des A1 (ZSB3) bzw. am Top des Ca₂ (ZSB4) und die vereinzelte Begrenzung hochfrequenter Ca₂-HST Kleinzyklen durch subaerische Expositionsflächen (Caliche-Tepee horizonte) dokumentieren den möglichen Einfluß subsidenzieller Prozesse am NE Beckenrand auf die Ausbildung der Sequenzen dritter und höherer Ordnung.

Reflexionsseismische Untersuchungen und stark erhöhte Mächtigkeiten des A1 im Bereich des schmalen Ca₂-Barrensystems (siehe Abb. 12b; 340 m Heringsdorf, 270 m Lütow) belegen im Osten (Querprofil B-B´) E-W streichende Antiklinalstrukturen (Lütow, Heringsdorf) im Einflußbereich der NW-SE und NNE-SSW streichenden Störungssysteme (Stralsund-Störung, Rheinsberg-Störung; siehe Abb. 1). Tektonische Aktivitäten im Kreuzungsbereich beider Störungssysteme sind für die mächtigen Ca₂-TST Ablagerungen am obersten A1-Plattformhang (Profil 17, > 75 m) und sehr grobklastische Turbidite in den Ca₂-HST Hangablagerungen verantwortlich (Profile 32, 33, 34; siehe Abb. 21). Desweiteren weisen im Osten (Querprofil B-B´) die wesentlich mächtigeren Ca₂-HST Ablagerungen und deutliche Mächtigkeitsdifferenzierungen der einzelnen Ca₂-HST Kleinzyklen (4 - 5th order, Kap. 5.3.1.4.1), lokale Verkarstungen am Ende des zweiten Ca₂-HST Großzykluses (Zyklus 10, ZSB4) in primär tiefliegenden Sedimentationsräumen (Rinnen, Kap. 5.3.2.1), die Ausbildung einer third-order Sequenzgrenze zweiten Typs (ZSB4) am unmittelbaren Ca₂-Plattformrand (Kap. 5.3.2.3) und größtenteils kontinuierliche Ca₂-HST Zyklengrenzen („conformable caps“, Kap. 5.3.1.4.1) auf verstärkte tektonische Prozesse entlang prä-permisch angelegter Störungszonen hin (siehe Abb. 22, 23, 33).

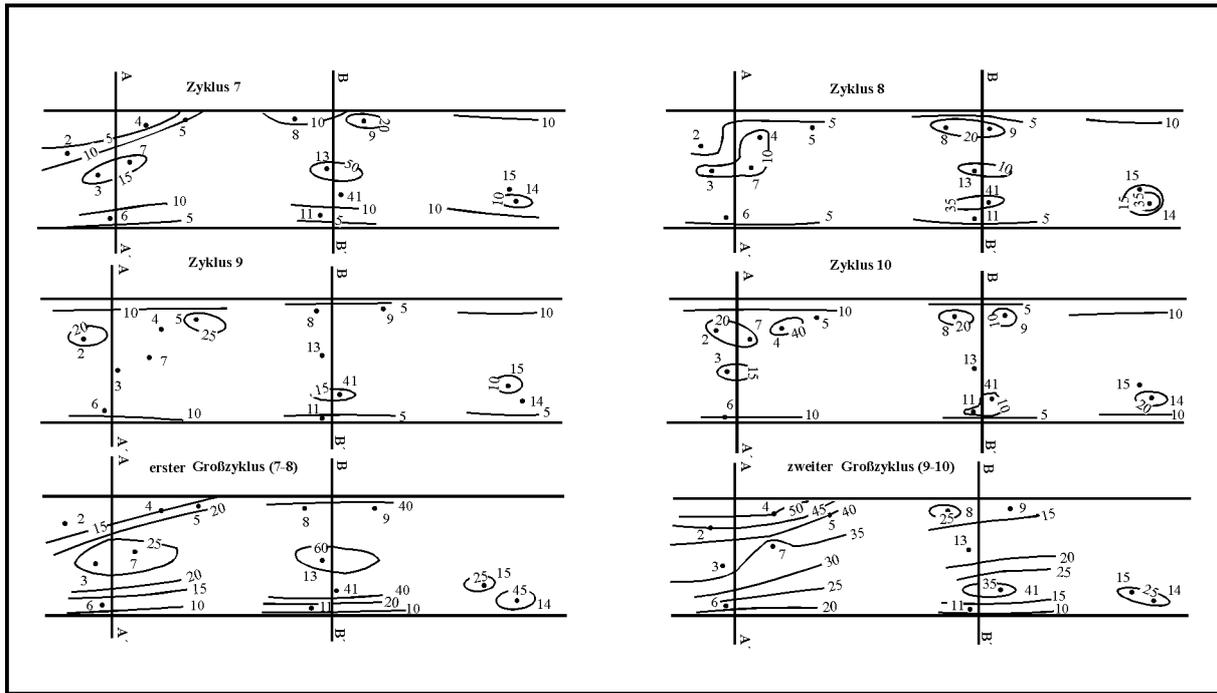


Abb. 33: Vergleich der Mächtigkeiten (Isopachen) der Kleinzyklen (Zyklus 7-10) und der Großzyklen (Zyklus 7-8; 9-10) im Ca₂-HST auf der Karbonatplattform zwischen Querprofil A-A' und Querprofil B-B' (Profile siehe Anhang). Die Lage der Profile siehe Abbildung 1.

Die Entstehung von asymmetrischen deepening- und shallowing-upward Zyklen kann auf sehr schnelles tektonisches Absinken und Aufsteigen an „strike-slip“ Störungszonen zurückgeführt werden („yo-yo-Effekt“ nach Koerschner & Read 1989). Es kann dabei zur Bildung von subaerisch beeinflussten Expositionsflächen über subtidale Ablagerungen bzw. beim schnellen Absinken zum Ertrinken der Plattformkarbonate kommen („drowning“). Diese Flächen können sich über großer Entfernungen korrelieren lassen (>100 km; Hardie et al. 1986; Cisne 1986; Atwater 1987; Hardie et al. 1991). Im Arbeitsgebiet ist es unwahrscheinlich, daß der NE-Beckenrand als ein Gesamtblock (>100 km) periodisch abgesunken bzw. aufgestiegen ist und es zur Entstehung der hochfrequenten Klein- und Großzyklen kam. Auch fehlen durchgehende subaerisch exponierter Flächen am Top subtidaler Zyklen („exposure surfaces“) und Überflutungshinweise („drowning surfaces“), so daß die Entstehung der Zyklen durch „yo-yo“ Tektonik ausgeschlossen werden kann. Ein wahrscheinlicherer Mechanismus zur Entstehung der Klein- und Großzyklen ist die Schaffung des Akkommodationsraumes durch episodische Subsidenz am NE Beckenrand (Clothing 1986; Hardie et al. 1991).

Die Entstehung hochfrequenter Kleinzyklen durch differenzielle Subsidenz konnte am thermisch subsidierenden Beckenrand in ordovizischen Ablagerungen West Texas nachgewiesen werden (Goldhammer et al. 1993).

Die alleinige Entstehung der Klein- und Großzyklen am NE Beckenrand des südlichen Zechsteinbeckens auf episodische Subsidenz zurückzuführen ist ebenfalls unwahrscheinlich. Vorallem die laterale Kontinuität der Ca₂-HST Kleinzyklen (>100 km, Kap. 5.3.1.4.1), die Einbindung der Ca₂-TST/HST Kleinzyklen in eine glacio-eustatische third-order Sequenz (ZS3,4; Kap. 7.1) und die fehlende Erkenntnisse über Frequenz, Magnitude und Größe episodisch beeinflusster Beckenränder widersprechen einer alleinigen Kontrolle durch episodische Subsidenz.

7.3 Autozyklische Prozesse

Veränderungen des Akkommodationsraumes in Abhängigkeit vom Verlauf der glacio-eustatischen Meeresspiegelkurve dritter Ordnung werden durch thickening-upward Zyklen beim Anstieg des glacio-eustatischen Meeresspiegels („third-order sea level rise“) und thinning-upward Zyklen beim Abfall des Meeresspiegels („third order sea level fall“). Die im Ca₂-HST ausgebildeten Kleinzyklen (5th order) weisen jedoch nur vereinzelt thickening- und thinning-upward Zyklen auf, die neben tektonischen Aktivitäten (Kap. 7.2) auch auf autozyklische Prozesse hindeuten. Die Ursache ist in der starken paläotopographischen Differenzierung der Werraanhydritplattform in tiefliegende und hochliegende Areale begründet, deren Entstehung aus Tektonik und/oder tiefgreifender Verkarstung zurückzuführen ist (Kap. 4.1). Lateraler Sedimenttransport muß infolge dessen als wichtiger Faktor für die Bildung der Ca₂-TST/HST Kleinzyklen auf der A1/Ca₂-Plattform miteingebunden werden. Im Ca₂-TST dienen die tiefliegenden Areale auf der A1-Plattform als Transport- und Erosionsbahnen für mächtige umgelagerte grain- und mud flows, die sich vielfach in Ablagerungen des Ca₂-HST in Form von mächtigen Rinnensystemablagerungen („Tidal-flat channel“ Fazies) durchpausen (Kap. 4.1; siehe Abb. 22, 23).

Infolge der topographischen Gliederung des Akkommodationsraumes in Hoch- und Tieflagen muß für die Ca₂-HST Ablagerungen auf der Ca₂-Plattform von einem „tidal-flat island modell“ (Pratt-James 1986) ausgegangen werden (Ginsburg 1971; Wilkinson 1982; James 1984; Hardie 1986; Pratt-James 1986; Hardie et al. 1991; Abb. 34/A-B). Die schnelle Verringerung des Akkommodationsraumes auf topographischen Hochlagen entgegen den subtidalen Arealen in tiefliegenden Gebieten führt zur Progradation inter- und supratidaler Sedimente in tiefliegende Areale. Die fortschreitende Progradation der Tidal-flat Ablagerungen führt in der Konsequenz zur Reduzierung des Akkommodationsraumes und zum Stillstand der Karbonatproduktion. Durch Subsidenz wird die Bildung eines neuen Zykluses initiiert.

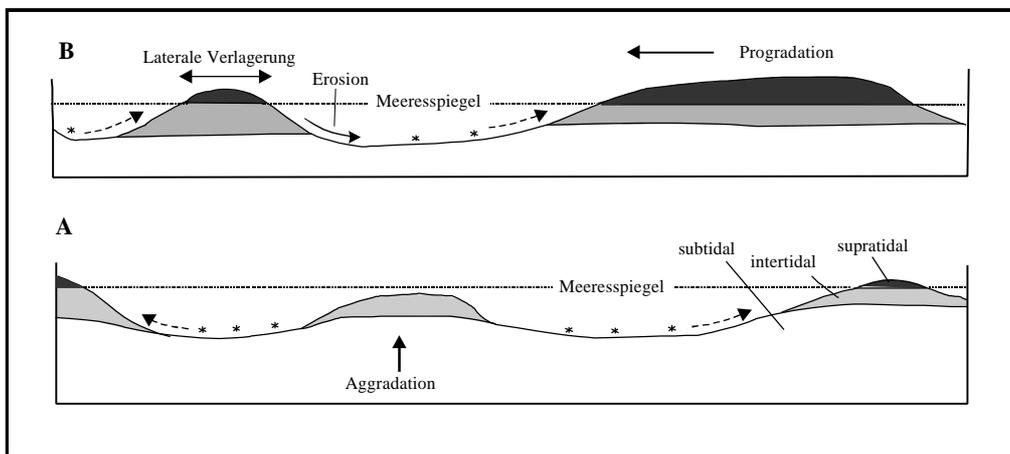


Abb. 34: Autozyklisches „Tidal-flat island“ Modell (Pratt & James 1986). (A) Zu Beginn kommt es durch Subsidenz zur Schaffung des Akkommodationsraumes und zur Aggradation mächtiger sub- peritidaler Sedimente auf paläotopographisch hochliegenden Flächen. (B) Bei nachlassender Subsidenz progradieren die Sedimente in subtidale Areale und führen zur Reduzierung des Akkommodationsraumes und zum Stillstand der Karbonatproduktion. Ein neuer autozyklischer Zyklus wird wiederum durch subsidenzielle Absenkung initiiert.

Laterale Faziesvariationen über geringe Entfernungen (<2 km) von subtidalen zu intertidalen Ablagerungen belegen im Ca₂-HST vorallem im Querprofil A-A´ die Existenz von subtidalen und intertidalen Arealen auf der Ca₂-Plattform (siehe Abb. 22).

Daneben können Mächtigkeitsvariationen und unterschiedlich ausgebildete Zyklengrenzen in den Ca₂-HST Kleinzyklen auf der stark strukturierten Ca₂-Plattform (Kap. 5.3.1.4.1; siehe Abb. 22, 23, 33) durch laterale Verlagerung der Rinnensysteme, Tidenhubvariationen bzw. Wellen- und Sturmaktivitäten und unterschiedlich hohe Sedimentationsraten in Abhängigkeit von Relief erklärt werden.

Die Mächtigkeiten der sub- und intertidalen Zyklen können innerhalb des hochenergetischen (Sturm/Tidenhub) Ablagerungsraumes durch Aufarbeitung bzw. Abtragung limitiert sein. Kondensierte, amalgamierte Tidal-flat Ablagerungen am Top des zweiten Großzykluses (Zyklus 10) belegen geringe Sedimentationsraten in Kombination mit einem Meeresspiegelabfall dritter Ordnung („third order sea level fall“, siehe Abb. 23). Autozyklische Prozesse können ohne weiteres shallowing-upward Zyklen innerhalb des Milankovitch-Bandes ausbilden (Hardie & Shinn 1986; Hardie et al. 1991). Dafür sprechen die nachgewiesenen Subsidenzraten am NE-Beckenrand (1-10 cm/1000 k.y.; Van Wees 1997; Littke 1999) als auch rezente Tidal-flat Progradationsraten (0,5-20 km/1000 k.y.) bzw. spätpermische Tidal-flat Progradationsraten der Yates-Formation (2,1 km/ 1000 k.y. nach Osleger 1998).

Nur die Entstehung der Kleinzyklen auf der Karbonatplattform durch autozyklische Prozesse zu erklären wird aufgrund des Vorhandenseins subtidaler Zyklen (A, B; siehe Kap. 5.2) und der durchgehend guten lateralen Gesamtkorrelation der Ca²-HST Kleinzyklen über die gesamte Karbonatplattform hinweg ausgeschlossen. Bei reiner Autozyklik müßte Akkommodationsraum durch progradierende Tidal flats aufgefüllt werden und es sollte je nach Lage zur subtidalen „Karbonatfabrik“ zu Variationen in der lateralen und vertikalen Anordnung („lateral and vertical stacking“) der Zyklen kommen. Weiterhin widersprechen subaerisch exponierter Flächen am Top einzelner Kleinzyklen (Kap. 5.3.1.4.1) und extrem lange Zeiten der Nicht-Sedimentation („lag-time“; >20 000 k.y. nach Osleger & Read 1989) einer alleinigen autozyklischen Kontrolle der Kleinzyklen. Autozyklische Mechanismen können die Ca²-HST Kleinzyklen auf der Ca²-Plattform in ihrer individuellen Ausbildung stark beeinflussen, doch sie sind nicht in der Lage die vertikale und laterale Abfolge („lateral and vertical stacking“) der Zyklen zu kontrollieren.

Autozyklische Prozesse an unterschiedlich steilen Plattformhängen kontrollieren einen Großteil der Ca²-HST Hangablagerungen am NE-Beckenrand (Rinnen- und Lobenverlagerungsprozesse etc., siehe Kap. 4.2). Sie werden durch geringmächtige thinning- und thickening-upward Zyklen und fehlende laterale und vertikale Korrelationsmuster dokumentiert werden (siehe Kap. 4.2.).

Submarine Hochlagen („off-platform highs“) im unteren Plattformhang sind für differenzierte Sedimentationsmuster in turbiditische Ablagerungen verantwortlich (Querprofil A-A', siehe Abb. 21). Thinning-upward Zyklen in unteren Ca₂-Hangablagerungen und bitumenreiche Ablagerungen am Top der Ca₂-Hangprofile könnten das Ergebnis einer abnehmenden Sedimentationszufuhr infolge des steilen Hangreliefs sein.

8. Sedimentationsentwicklung am NE-Beckenrand

Die Bildung der Sequenzen dritter und höherer Ordnung (3-5th order) ist auf eustatische Meeresspiegelschwankungen in Kombination mit tektonisch bedingter, subsidenzieller Absenkung zurückzuführen (Kap. 7.1, 7.2). Reliefbedingte Unterschiede auf der Plattform und am Plattformhang führen in den Sequenzen höherer Ordnung auf der Plattform und in den Ablagerungen des Hanges und Beckens zu autozyklischen Prozessen, die zu einer Differenzierung in der Fazies, der Mächtigkeit und der Progradations- bzw. Aggradationraten führen (Kap. 4.1, 4.2, 7.3). Ein schematischer Ablauf der Sedimentationsprozesse der ZS3 und ZS4 Sequenz ist detailliert für die beiden Querprofile A - A' und B - B' in Abbildung 35 zusammengefaßt.

Ein Meeresspiegelabfall dritter Ordnung („third order sea-level fall“; ungf. 80 m; Kap. 7.1) führt zur intensiven Verkarstung der A1-Plattform im Bereich des schmalen Ca2-Barrensystems (<2,5 km) und des obersten A1-Plattformhanges, so daß das primär abgelegte Relief der A1 Plattform (Tektonik) in hoch- und tiefliegende Areale verstärkt wird (Kap. 4.1, 5.3.1.4.1, Abb. 35A). Zusätzlich führen tektonische Bewegungen an altangelegten Störungsbahnen (Rheinsberg-Störung?) im Osten des Untersuchungsgebietes (Querprofil B-B') am unmittelbaren A1-Plattformrand und im Bereich des Ca2-Back-Bar Bereich (2 km vom A1-Plattformrand) zu einer tiefreichenden Verkarstung (Abb. 35A; Kap. 5.3.1.1). Die vereinzelte Bündelung der Karsttaschen im oberen A1 könnte möglicherweise hinweisgebend für einen schrittweisen Meeresspiegelabfall dritter Ordnung sein (Kap. 5.3.1.1).

Zeitgleich kommt es zur Schüttung anhydritisch-turbidaler Ablagerungen im oberen, mittleren und unteren A1-Hang (A1-LSW), die sich in Abhängigkeit vom A1-Plattformhangrelief unterschiedlich weit in das Becken erstrecken (Kap. 5.3.1.2). Der primär steilere A1-Plattformhang im Westen (4°, Querprofil A-A', Kap. 4.2) führt zu einem Transport der Anhydriturbidite bis weit in das Becken (ungf. 20 km), entgegen im Osten (Querprofil B-B') maximale Transportweiten der Anhydriturbidite des A1-LSW von bis zu 12 km erreicht werden (< 1° A1-Plattformhangrelief, Kap. 5.3.1.1).

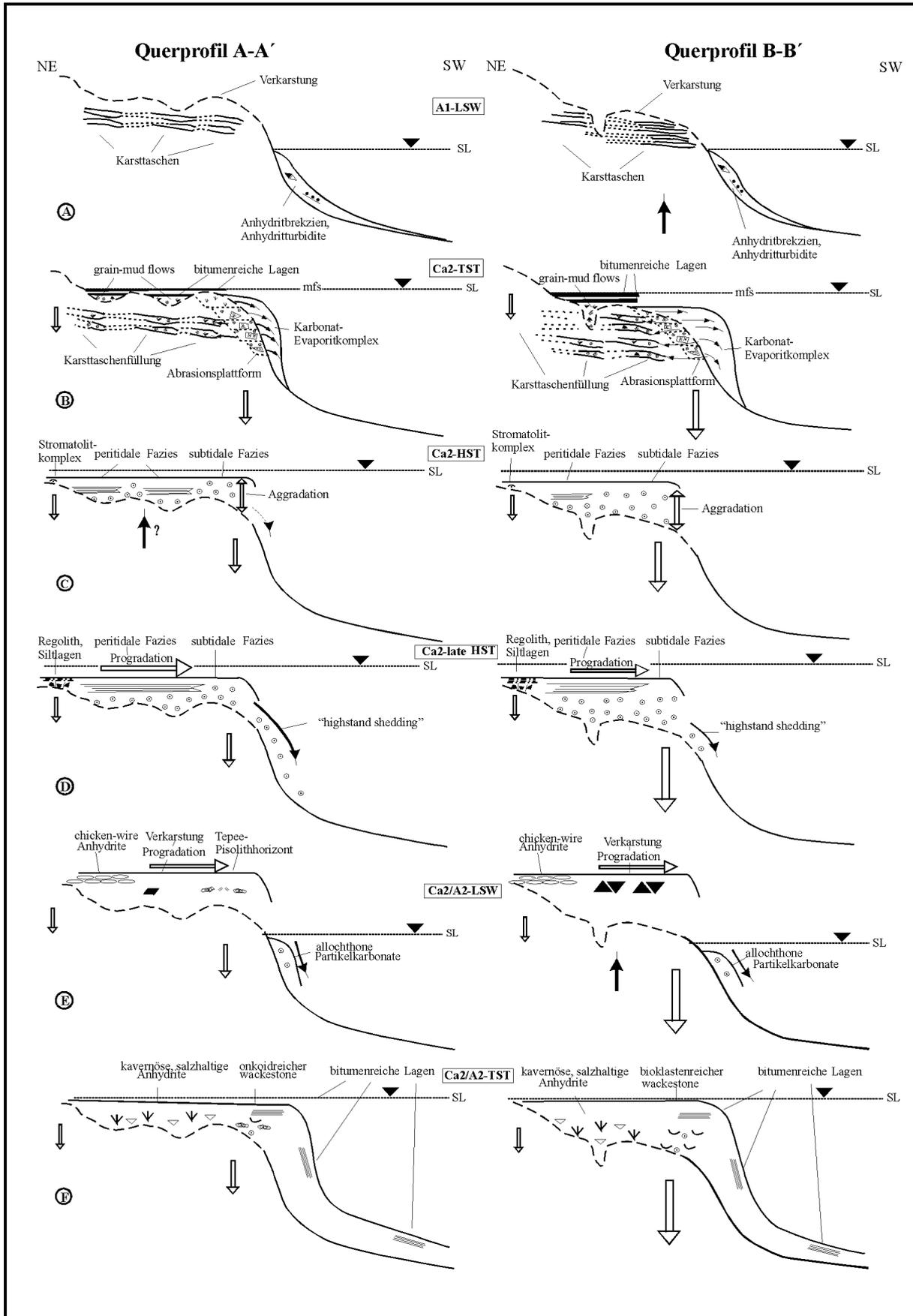


Abb. 35: Sedimentationsentwicklung der Sequenzen ZS3 und ZS4 am NE Beckenrand des südlichen Zechsteinbeckens (Legende: siehe Abb. 16).

Ein Anstieg des Meeresspiegels dritter Ordnung („third-order sea-level rise“; ungef. 80 m; Kap. 7.1) führt in Kombination mit hochfrequenten Meeresspiegelfluktuationen (4-5th order?) zur Bildung von evaporitisch-karbonatischen Ca₂-TST Kleinzyklen am obersten A1-Plattformhang (Zyklen 1-5, Kap. 5.3.1.3.1) und zur Überflutung der A1-Plattform mit der Bildung geringmächtiger, retrogradierender Ca₂-TST Kleinzyklen (Zyklen 5-6, Kap. 5.3.1.3.2, Abb. 35B). Mit jeweils beginnender Transgression (TS 1-5) kommt es am obersten A1-Plattformhang durch Erosion und Umlagerung des A1-Hanges in Form von Blöcken (dm - m) zur Herausbildung von Abrasionsplattformen (Abb. 36). Bei relativen Meeresspiegelstillstand und/oder einen geringfügigen, hochfrequenten Meeresspiegelrückgang (<15 m?, Kap. 7.1, LSW) innerhalb des third-order Meeresspiegelanstieges bilden sich ooidreiche Karbonate auf den jeweiligen Abrasionsplattformen aus („slope production“), die einerseits beim nächsten geringfügigen relativen Meeresspiegelanstieg (<15 m?, Kap. 7.1) die Karsthohlräume der A1-Plattform auffüllen („grain- und mud flows“) oder aufgrund des vorhandenen Paläoreliefs schnell ins Becken verfrachtet werden. Diese lagern auf umgelagerten A1-Material bzw. sind in oberen, mittleren und unteren A1-Hangablagerungen als geringmächtige turbidale Schüttungen innerhalb bitumenreicher Karbonate nachweisbar (Abb. 35B, 36). Der vertikale Trend der Evaporite mit feinlaminierten Anhydriten an der Basis bis zu massiven Seleniten am Top, und der Karbonate, die mit ooidreichen grainstones an der Basis einsetzen und zum Top in bioklastenreiche wackestones übergehen, dokumentiert die landwertige Verlagerung der Küstenlinie während der fortschreitenden third-order Transgression („backstepping“, Abb. 36). Verstärkte, subsidenzielle Absenkungsprozesse am östlichen Plattformrand (Rheinsberg-Störung?) führen zur Bildung extrem mächtiger Ca₂-TST Kleinzyklen am obersten A1-Plattformhang (Querprofil B-B', Abb. 35B).

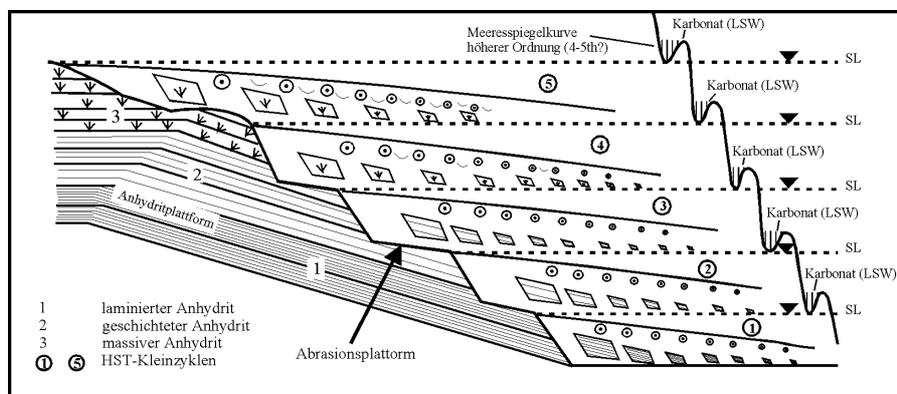


Abb. 36: Schematisiertes Ca₂-TST Modell für den obersten Plattformhang am NE Beckenrand des südlichen Zechsteinbeckens bezogen zum Verlauf der Meeresspiegelkurve höherer Ordnung (4-5th?). Der relativ schnelle Meeresspiegelanstieg dritter Ordnung führt zur Überflutung der A1-Plattform, die in geringmächtigen, retrogradierenden deepening-upward Kleinzyklen

reflektiert wird (Zyklen 5-6). Die reliefbedingte Strukturierung der A1-Plattform (Kap. 4.1) in Kombination mit verstärkter subsidenzieller Absenkung im Bereich des schmalen Ca2-Barrensystems (Stralsundstörungszone, Kap. 7.3) verhindern die Überflutung der gesamten A1- Plattform (bis 2,5 km vom A1-Plattformrand) und erschweren infolge dessen die laterale Korrelation der Ca2-TST Kleinzyklen auf der A1-Plattform (Abb. 22, 23; Kap. 5.3.1.3.2).

Die Fazieszusammensetzung und die vertikale Abfolge der Ca2-TST Kleinzyklen auf der A1-Plattform entspricht einem ausgeprägten „keep-up“ und „give-up“ System (Neuman & McIntyre 1985). Die Ca2-TST Kleinzyklen auf der A1-Plattform (Zyklen 5-6) beginnen mit geringmächtigen grainstones, die zu Beginn der Transgression ein Schritthalten der Karbonatproduktion mit dem relativen Meeresspiegel anzeigen („keep-up“, Aggradation). Die Rate des relativen Meeresspiegelanstiegs übersteigt jedoch schnell die Karbonatsedimentationsrate, was sich in der Ausbildung von mächtigen bituminösen Lagen („give-up“, Retrogradation) am Top der Ca2-TST Kleinzyklen auf der A1-Plattform äußert. Diese kulminieren in einer maximalen Überflutungsfläche am Top des zweiten Kleinzyklus (Zyklus 6, mfs; Abb.35B).

Eine Vielzahl umgelagerter Intra- und A1-Anhydritklasten bzw. grainstone Lagen („mud-grain flows“) innerhalb der Ca2-TST Kleinzyklen auf der A1-Plattform belegen einen fortwährenden Transport- und Erosionsprozeß innerhalb der durch Verkarstung und/oder Tektonik N-S streichenden Rinnensysteme (Kap. 4.1). Topographisch höher gelegene Gebiete bzw. weniger strukturierte A1-Plattformareale lassen den ersten deepening-upward Kleinzyklus vermissen (Zyklus 5) und werden erst beim letzten, geringfügigen relativen Meeresspiegelanstieg (< 15 m?, Kap. 7.1) innerhalb des Meeresspiegelanstieges dritter Ordnung überflutet (Abb. 35B). In Bereichen durch verstärkte tektonischer Aktivität und/oder in durch Verkarstung geschaffene tiefliegende Rinnensysteme können die Mächtigkeiten um den Faktor 5 erhöht sein (Abb. 22, 23).

Bei Erreichen des Meeresspiegelhöchststandes und/oder mit beginnenden Meeresspiegelrückgang dritter Ordnung kommt es zur Entstehung eines mächtigen Ca2-HST

auf der Ca₂-Plattform. Vier kleine shallowing-upward Zyklen (5th order, „small-scale shallowing upward cycles“) die Bestandteil zweier großer shallowing-upward Zyklen sind (4th order, „large scale shallowing upward cycles“), bilden die Grundbausteine des Ca₂-HST und lassen sich lateral entlang des 100 km NW-SE streichenden Barrensystems (<2,5 km) und in Ablagerungen der Lagune/Sabhka nachweisen (siehe Abb. 18-23). Die enormen Mächtigkeiten des Ca₂-HST im Bereich des schmalen Ca₂-Barrensystems und eine Faziesgrenze zwischen der Barre und der Lagune belegen eine verstärkte subsidenzielle Absenkung im Bereich des schmalen Barrenkomplexes entlang der NW-SE streichenden Stralsund-Störungszone (Kap. 5.3.1.3.1; siehe Abb. 18, 19, 35C, D). Die Ca₂-HST Klein- und Großzyklen dokumentieren mit ihren unterschiedlich mächtigen subtidalen Ablagerungen an der Basis und peritidalen Sedimenten am Top das Wechselspiel zwischen eustatischen Meeresspiegelschwankungen, Subsidenz und autozyklischen Prozessen. Der Übergang zwischen Ca₂-TST und Ca₂-HST wird auf der Ca₂-Plattform durch eine scharfe, erosive Fläche belegt („downlap surfaces“), die zusammen mit umgelagerten grainstones („grain flows“) zu Beginn des Ca₂-HST ein topographisch strukturiertes Relief mit einem geneigten Plattformgefälle anzeigen.

Im Osten (Querprofil B-B´) dominieren zu Beginn des Ca₂-HST auf dem Barrensysteem subtidale, aggradierende Ablagerungen (siehe Abb. 23), die mit den sehr großen Mächtigkeiten des ersten Ca₂-HST Großzykluses (Zyklen 7-8, siehe Abb. 33) einen großen Akkommodationsraum durch verstärkte subsidenzielle Absenkung an prä-existierenden Störungsbahnen (Rheinberg-Störung?) postulieren (Abb. 35C/D). Im Westen (Querprofil A-A´) belegen im frühen Ca₂-HST (Zyklen 7-8) subtidale Ablagerungen in topographisch hochliegenden Arealen und überwiegend peritidale Ablagerungen in tiefliegenden Arealen eine Abhängigkeit der faziellen Ausbildung vom unterlagernden Relief (Kap. 7.3; Abb. 35C/D; siehe Abb. 22).

In tektonisch beeinflussten Gebieten mit erhöhter Subsidenz auf dem schmalen Barrensysteem (Querprofil B-B´) reicht der eustatische Meeresspiegelabfall am Ende des ersten

Kleinzykluses (<10 m; Zyklus 7; Kap. 7.1) einerseits nicht aus um deutliche Sequenzgrenzen auszubilden („conformable caps“, siehe Abb. 23), und andererseits verhindern subsidenzielle Absenkungsprozesse die Progradation peritidaler Sedimente in Richtung Barrensysteem (Abb. 35C). In stark strukturierten Arealen im Scheitelbereich des Barrensystems („Bar“) bzw. in einzelnen Hochlagen im „Back-Bar“ Bereich (Querprofil A-A´) werden die Ablagerungen vielfach aufgearbeitet, umgelagert und bilden am Top des ersten Kleinzykluses (Zyklus 7) deutliche Sequenzgrenzen aus („erosional surfaces“). Geringere Subsidenzraten und die starke Strukturierung des Reliefs führen bei einem geringfügigen Meeresspiegelrückgang am Ende des ersten Kleinzykluses (Zyklus 7, <10 m) in tiefliegenden Arealen zur Progradation von peritidalen Sedimenten (Abb. 35C, 37). In der Lagune/Sabhka führt der durch Subsidenz geschaffene Ablagerungsraum zu Beginn des Ca₂-HST (Zyklus 7) zur Bildung unterschiedlich mächtiger Stromatolitkomplexe, die durch am Top ausgebildete LLH-Stromatolite ein geringfügigen Rückgang des relativen Meeresspiegels anzeigen (<10 m; Abb. 35C).

Ein Meeresspiegelabfall mittlerer Amplitude (<20 m, Kap. 7.1) am Ende des ersten Ca₂-HST Großzykluses (Zyklus 8) führt auf dem Barrensysteem (<2,5 km) zur Progradation peritidaler Ablagerungen bis zum schmalen Barrensysteem (Abb. 35D, 37). Im Scheitelbereich des schmalen Barrensystems („Bar“) und am unmittelbaren Plattformrand belegen subtidale Ooid-inter/back bar Fazieskörper am Top des ersten Großzykluses den relativen Meeresspiegelrückgang mittlerer Amplitude (4th order?). In landnahen lagunären Ablagerungsräumen dokumentieren siltreiche „chicken-wire“ Anhydrite und pedogene Bildungen („regolith“) am Top des ersten Großzykluses einen sehr geringen Akkommodationsraum (Abb. 35D, Kap. 7.1).

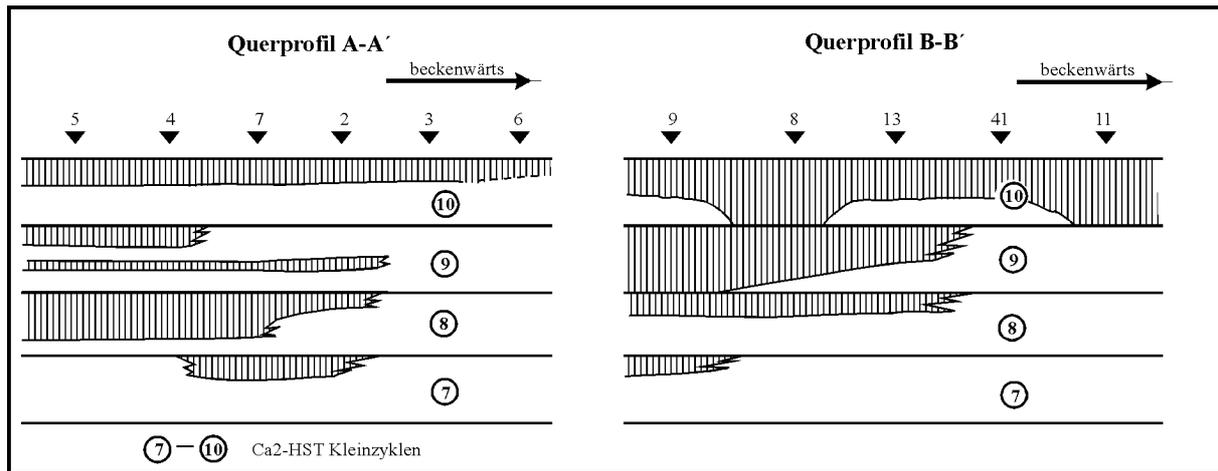


Abb. 37: Vergleich des Progradationsmusters der peritidalen Ablagerungen am Top der Klein- und Großzyklen des Ca₂-HST auf der Karbonatplattform zwischen Querprofil A-A' und Querprofil B-B' am NE Beckenrand des südlichen Zechsteinbeckens. Die Zahlen am Top geben die jeweilige relative Position der bearbeiteten Profile wider (vgl. Abb. 1, 9; Profile siehe Anhang).

Im zweiten Ca₂-HST Großzyklus (Zyklen 9-10) dominieren im Osten auf der Barre (Querprofil B-B') geringmächtige Kleinzyklen („thinning-upward“), die zusammen mit mächtigen peritidalen Ablagerungen, einer Vielzahl von erosiv eingeschalteten „flat pebble“ Konglomeraten und fehlenden subtidalen Ablagerungen an der Basis der Kleinzyklen („condensed cycles“) einen abnehmenden Akkommodationsraum im spätem Ca₂-HST belegen („late HST“, „third order shoaling“, siehe Abb. 22). Im Gegensatz hierzu weisen differenzierte Mächtigkeiten der Ca₂-HST Kleinzyklen (siehe Abb. 33) und die Einschaltung peritidaler Ablagerungen innerhalb der Zyklen (Zyklus 9) im Westen der Barre (Querprofil A-A') auf den Einfluß von subsidenziellen und autozyklischen Prozessen hin (siehe Abb. 22). Am Top des zweiten Ca₂-HST Großzykluses (Zyklus 10) progradieren infolge eines relativen Meeresspiegelrückgangs dritter Ordnung und eines abnehmenden Plattformreliefes mächtige peritidale Sedimente vom „Back-Bar“ Bereich über den Scheitelpunkt des Barrensystems (Bar“) bis zum Plattformrand und initiieren die Schüttung von Partikelkarbonaten in die benachbarten Hang- und Beckenbereiche („highstand shedding“, Abb. 35D, 37). Im steilen Westprofil (Querprofil A-A') bilden sich am oberen Ca₂-Plattformhang mächtige thickening-upward Zyklen aus, wohingegen am flacheren Osthang (Querprofil B-B') geringmächtige, grobklastische Turbidite auf tektonische Prozesse am unmittelbaren Plattformrand hinweisen (Abb. 35D, Kap. 5.3.1.4.2).

Der abnehmende Akkommodationsraum wird im lagunär-terrigenen Ablagerungsraum zum Top des zweiten Ca₂-HST Großzykluses durch nach oben zunehmende quarzreiche Ton- und Siltlagen und scharfe Hiaten repräsentiert.

Ein deutlicher eustatischer Meeresspiegelrückgang dritter Ordnung (50 m, Kap. 7.1) führt zu einer subaerischen Beeinflussung der peritidalen Ablagerungen in topographisch hochliegenden Arealen und/oder unterschiedlich subsidierenden Gebieten des Barrensystems, wobei es hierbei zu weitreichenden Verkarstungen bzw. zur Ausbildung mächtiger Tepee- und Pisolithhorizonte kommt (Abb. 35E, Kap. 5.3.2.1). Größere Verkarstungserscheinungen im Osten (Querprofil B-B') sind möglicherweise auf tektonische Hebungsprozesse im Kreuzungsbereich NW-SE und NNE-SSW verlaufender Störungssysteme zurückzuführen (Abb. 35E, Kap. 7.3).

Während sich über verkarsteten Ca₂-Plattform geringmächtige nodulare Anhydrite ausbilden („chicken wire anhydrite“, A₂-LSW, Kap. 5.3.2.2), kommt es zeitgleich im Bereich des obersten Ca₂-Plattformhanges zur Herausbildung eines allochthonen Ca₂-LSW, bestehend aus umgelagerten grainstones (Abb. 35E). Wahrscheinlich entsprechen die Ca₂-LSW Ablagerungen des obersten Ca₂-Hanges Ablagerungen einer autochthonen, „in situ“ Karbonatproduktion („slope production“). Jedoch sind jegliche primäre Schichtungsgefüge durch einen fortwährenden Transport- und Erosionsprozeß entlang des steilen Ca₂-Hanges nicht mehr erhalten (Kap. 5.3.2.2). Geringmächtige schwarze Laminite in den umgelagerten Partikelkarbonaten repräsentieren einen geringfügigen Meeresspiegelanstieg höherer Ordnung (20 m?, 4th order?) innerhalb des third-order LSW-Meeresspiegeltiefststand dritter Ordnung (Kap. 5.3.2.3; siehe Abb. 20, 21). Im Westen (Querprofil A-A') belegen Onkoide und Pisolithe an der Basis des Ca₂-TST im Übergangsbereich zum Ca₂-HST am unmittelbaren Plattformrand der Ca₂-Plattform einen Meeresspiegelabfall dritter Ordnung unterhalb der Plattformkante (Sequenzgrenze ersten Typs nach Vail & Todd 1981; Kap. 5.3.2.3). Im Osten (Querprofil B-B') werden am unmittelbaren Ca₂-Plattformrand Tidal-flat Ablagerungen des Ca₂-HST durch bioklastenreiche wackestones des Ca₂-TST kontinuierlich überlagert („conformable cap“). Diese dokumentieren infolge starker subsidenzieller Beeinflussung am unmittelbaren Ca₂-Plattformrand einen kontinuierlichen Übergang zwischen Ca₂-HST und Ca₂-TST (Sequenzgrenze zweiten Typs nach Vail & Todd 1981; Kap. 5.3.2.3).

Ein erneuter Meeresspiegelanstieg dritter Ordnung („third order sea level rise“; 50-80 m?) wird in den Ca₂-Hang- und Beckenablagerungen durch bitumenreiche Lagen am Top („thinning-upward“), durch wackestones am unmittelbaren Ca₂-Plattformrand und durch kavernöse A₂-Anhydrite auf der Ca₂-Plattform belegt (Abb. 35F).

9. Diskussion

9.1 Plattform- und Beckenarchitektur vs Sequenzarchitektur

Die Schaffung des Akkommodationsraumes für die Ablagerungen am NE Beckenrand wird durch eustatische Meeresspiegelschwankungen dritter und höherer Ordnung (3 - 5th order) und subsidenzielle Prozesse hervorgerufen. Die architektonischen Elemente der Sequenzen dritter und höherer Ordnung (Retogradations-, Aggradations- und Progradationsmuster) werden am NE Beckenrand durch differenzierte geometrisch-topographische Anlageformen stark beeinflusst. Der NE Beckenrand wird durch eine asymmetrische Ca₂-Plattform mit einem extrem schmalen Barrensysteem (<2,5 km) und einer breiten Lagune im Westen (20 km) bzw. einer schmalen im Osten (10 km) und einen steilen A1-Plattformhang im Westen (4°) entgegen einen relativ flachen A1-Plattformhang im Osten (<1°) charakterisiert (siehe Kap. 4). Das A1-Plattformgefälle beträgt am unmittelbaren Plattformrand (<2,5 km vom Plattformrand) im Westen (Querprofil A-A') 2m/km und im Osten (Querprofil B-B') 3,5m/km.

Meeresspiegelschwankungen sind nicht nur für die Schaffung des Akkommodationsraumes verantwortlich, sondern bestimmen im großen Maße den Betrag an Karbonatproduktion- und sedimentation. Der relative schnelle Meeresspiegelanstieg dritter Ordnung („third order sea level rise“) führt auf der A1-Plattform zu einer Reduzierung der Karbonatproduktion, die sich in geringmächtigen, retrogradierenden Ca₂-TST Ablagerungen auf der A1-Plattform widerspiegeln. Nur kurzzeitig, zu Beginn der Überflutung der A1-Plattform bzw. bei relativen Meeresspiegelstillstand- und/oder rückgang höherer Ordnung (4th order), ist die Karbonatproduktion in der Lage mit den Meeresspiegelanstieg mitzuhalten („keep-up“). Bei fortwährenden Anstieg des Meeresspiegelanstiegs dritter Ordnung kommt es zur Reduzierung der Karbonatproduktion, die sich am Top der Ca₂-TST Kleinzyklen in mächtigen bitumenreichen Lagen widerspiegeln („drowning“).

Die extrem geringe Mächtigkeit des Ca₂-TST auf der A1-Plattform, die zum Großteil vorhandene Diachronie der Ca₂-TST Kleinzyklen und die umgelagerten mud- grainstones in den Ca₂-TST Kleinzyklen auf der A1-Plattform und innerhalb der Karsttaschen („mud-grain flows“) bzw. die blockweise Verfrachtung der A1-Anhydrite und Karbonate im Ca₂-TST des obersten A1-Plattformhanges belegen den Einfluß des steilen A1-Plattformgefälles, der A1-Plattformtopographie und des steilen A1-Plattformhangreliefs auf die Ca₂-TST Ablagerungen. Der schnelle Meeresspiegelanstieg dritter Ordnung in Kombination mit einem steilen A1-Plattformgefälle und verstärkter subsidenzieller Prozesse am unmittelbaren A1-Plattformrand (<2,5 km vom Plattformrand) verhindern desweiteren die weitreichende Überflutung der A1-Plattform (maximal 2,5 km) und die Ausbildung eines mächtigeren Ca₂-TST (Abb. 38A).

Die Bildung der Ca₂-HST Ablagerungen auf der Plattform sind an einem relativen Meeresspiegelstillstand bzw. rückgang dritter Ordnung gekoppelt. Am Ende des zweiten Ca₂-HST Großzykluses (Zyklus 10) kommt infolge des relativen Meeresspiegelrückgang dritter Ordnung („third order sea-level fall“) zu einer deutlichen Abnahme des Akkommodationsraumes und infolge dessen zur Progradation peritidaler Sedimente bis zum Plattformrand („highstand shedding“ im Ca₂-Plattformhang). Unterschiede in der Subsidenz, in der topographischen Gliederung der Ca₂-Plattform und im Plattformgefälle führen zu einem differenzierten Aggradations- und Progradationsmuster auf der Ca₂-Plattform, welches sich durch eine Differenzierung im turbidalen Schüttungsmuster zwischen West- und Osthang äußert. In topographisch hochliegenden Arealen (Querprofil A-A´) der Ca₂-Plattform führt der geringe Akkommodationsraum zur Bildung mächtiger subtidaler grainstones, die infolge hoher Sedimentationsraten bei relativen Meeresspiegelrückgang dritter und höherer Ordnung in der Lage sind, überschüssiges Sediment in benachbarte tieferliegende Areale bzw. Beckenbereiche zu schütten (verstärkte Progradation, Abb. 38B). Subaerisch beeinflusste Ablagerungen in topographisch hochliegenden Arealen am Top des zweiten Ca₂-HST Großzykluses (Zyklus 9-10) belegen am Ende der ZS3 Sequenz ein noch immer vorhandenes Ca₂-Plattformrelief.

Im Osten (Querprofil B-B') werden durch hohe Subsidenzraten und eines steilen A1-Plattformgefälles (3,5m/km) die Sedimente auf der Ca2-Plattform überwiegend „gefangen“ gehalten (Aggradation), so daß bei Meeresspiegelschwankungen dritter und höherer Ordnung die Schüttung größer Sedimentmassen in das Becken verhindert wird (Abb. 38B).

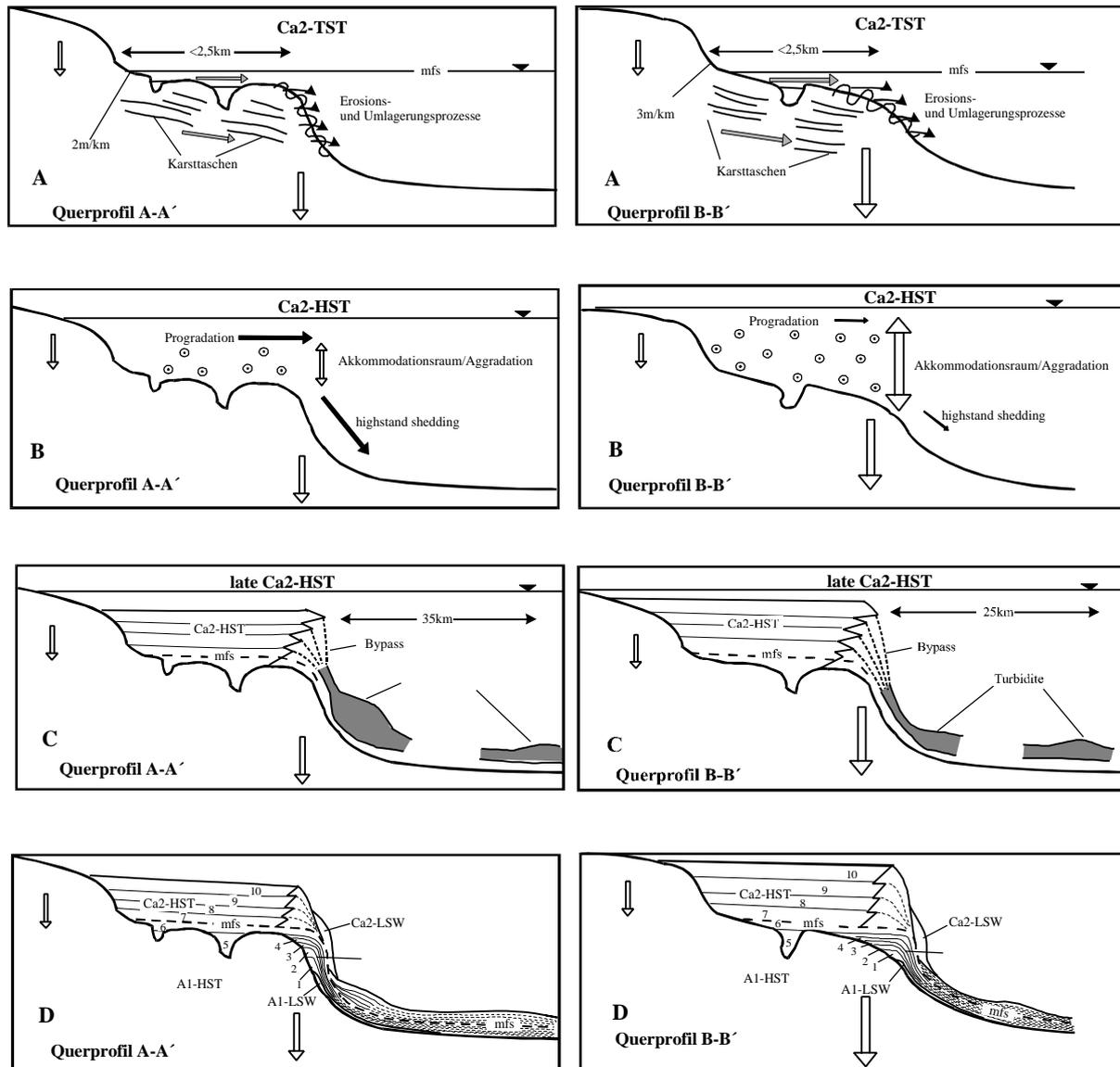


Abb. 38: Vereinfachte Vergleichsdarstellungen zwischen Querprofil A-A' und Querprofil B-B' am NE Beckenrand des südlichen Zechsteinbeckens in Bezug zum Ca2-TST (A), Ca2-HST (B, C) und zum sequenzstratigraphischen Gesamtmodell (D).

Die größeren Mächtigkeiten der Ca₂-HST Turbidite am steileren oberen Ca₂-Plattformhang im Westen (Querprofil A-A') belegen eine verstärkte Progradation am Ende des Meeresspiegelrückgangs dritter Ordnung und sind neben der starken topographischen Strukturierung der Ca₂-Plattform auf ein flacheres A1-Plattformgefälle (2m/km) und wesentlich geringeren Subsidenzraten als im östlichen Teil der Ca₂-Plattform zurückzuführen (Abb. 38C).

Der steile A1-Plattformhang am NE-Beckenrand ist das Ergebnis von synsedimentären tektonischen Prozessen parallel zum Plattformrand (Stralsund-Störung, siehe Kap. 7.2) als auch starken Erosions- und Umlagerungsprozessen im Ca₂-TST (siehe Kap. 5.3). Das hat zur Folge, daß eine Korrelation der Klein- und Großzyklen der Ca₂-TST und Ca₂-HST Ablagerungen der Ca₂-Plattform mit den entsprechen Ca₂-Hangablagerungen nicht möglich ist (Abb. 38D). Das steile A1-Plattformrelief des NE Beckenrandes ist auch Ursache für das schnelle laterale Auslaufen der Plattformhangablagerungen im Ca₂-TST, Ca₂-HST und Ca₂-LSW (siehe Kap. 4.2 und 5.3). Desweiteren dient das steile A1-Plattformhangrelief im Ca₂-HST im obersten Hangbereich als Transportbahn für entsprechende Schüttungen von der Ca₂-Plattform („bypass“, Abb. 38D). Ein wesentlich steileres A1-Plattformhangrelief im Westen des Arbeitsgebietes (Querprofil A-A', 4°) reflektiert anhand der Ca₂-HST thickening-upward Zyklen am oberen Plattformhang die Erkennung des im spätem HST vorhandenen Progradationsmusters der Ca₂-Plattform („highstand shedding“). Andererseits ermöglicht das steile A1-Plattformhangrelief die weite Verfrachtung des Plattformmaterials in die angrenzenden mittleren und unteren Hang- bzw. Beckenbereiche (> 30 km, Abb. 38C/D).

Im Osten des Arbeitsgebietes (Querprofil B-B') fehlen aufgrund tektonischer Prozesse und des wesentlich flacheren Hanges (<1°) Indizien für das zeitliche Einsetzen der im Ca₂-HST stattfindenden Schüttungen. Desweiteren werden die Ca₂-HST Turbidite am flachen Plattformhang maximal 25 km weit ins Becken geschüttet (Abb. 38C/D). In Kombination mit einem eustatischen Meeresspiegelanstieg dritter Ordnung (TST der ZS4 Sequenz) führt das steile A1-Plattformhangrelief und A1-Plattformgefälle zur Ausbildung bitumenreicher Lagen am Top der Ca₂-HST Hangablagerungen und der unmittelbar am Plattformrand gelegenen Profile.

9.2 Vergleich zwischen Nordrand und Südrand des südlichen Zechsteinbeckens

Im Gegensatz zum Nordrand des südlichen Zechsteinbeckens wo die Evaporitplattform des A1 relativ schmal und ungegliedert NW-SE streichend verläuft, zeichnet sich die Werraanhydritplattform am Südrand des Zechsteinbeckens durch einen lateral stark undulierten Plattformrand aus (Abb. 39). Die morphologische Differenzierung des südlichen Plattformrandreliefs wurde in starkem Maße von frühangelegten, im Prä-Zechstein verlaufenden Störungssystemen beeinflusst (Strohmenger et al. 1993). Unmittelbar über den NW-SE streichenden Prä-Zechstein Störungssystemen ist das Plattformhangrelief morphologisch in isolierte Hochlagen („off-plattform highs“) unterschiedlicher Größenordnung und Mächtigkeitscharakteristik differenziert, die auf inselartige Mächtigkeitsanschwellungen des Werraanhydrites in Form von Hochreliefanomalien (>250 m, Hochrelieftyp nach Strohmenger et al. 1993) und Niedrigreliefanomalien (200-250 m, Niedrigrelieftyp nach Strohmenger et al. 1993) zurückzuführen sind.

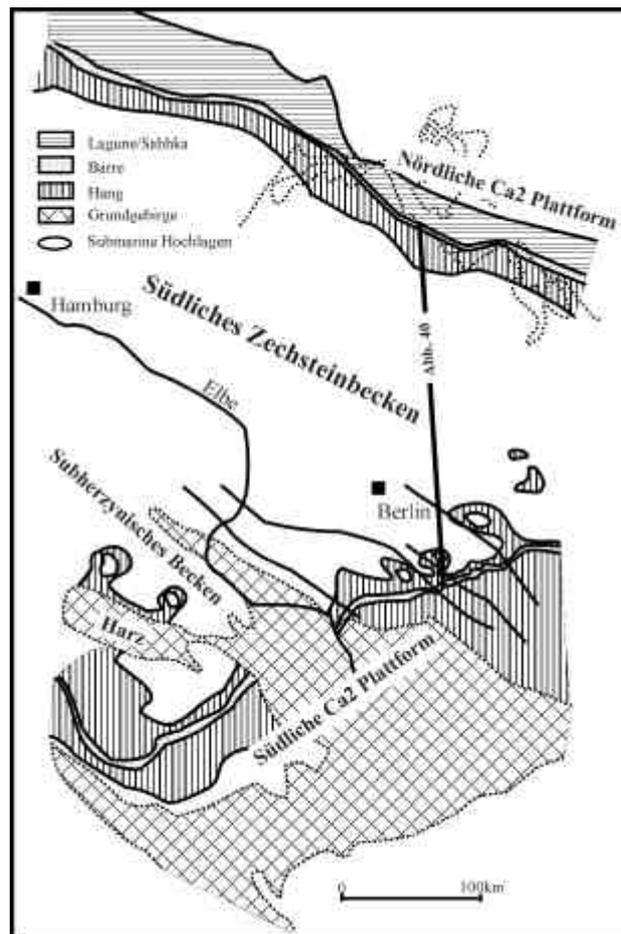


Abb. 39: Paläogeographische Karte des südlichen Zechsteinbeckens in NE Deutschland unter Berücksichtigung der nördlichen und südlichen Ca₂-Karbonatplattform.

Die Anhydrituntiefen am Südrand des Zechsteinbeckens bilden die Basis für mächtige Ca2 Ablagerungen, die in Abhängigkeit von Paläorelief des A1 (Hochrelief-Niedrigrelieftyp, Plattform) innerhalb einer Sequenz dritter Ordnung drei Großzyklen (Intra Ca2 1-3 nach Strohmenger et al. 1993) im Übergangsbereich zwischen Hoch- und Niederrelieftyp und zwei Großzyklen auf der Plattform (Intra Ca2 2 und 3 Zyklen, Abb. 40) ausbilden. Zwei Großzyklen konnten auf dem Hochrelieftyp (Intra Ca2 2-3 Zyklen) und auf dem Niederrelieftyp (Intra Ca2 1 und 2 Zyklen; Strohmenger et al. 1993) nachgewiesen werden. Korreliert man die zwei nachgewiesenen Großzyklen vierter Ordnung im Arbeitsgebiet am Nordrand des Zechsteinbeckens mit denen des Südrandes, so entsprechen sie den Intra Ca2 2 und 3 Zyklen (Abb. 40).

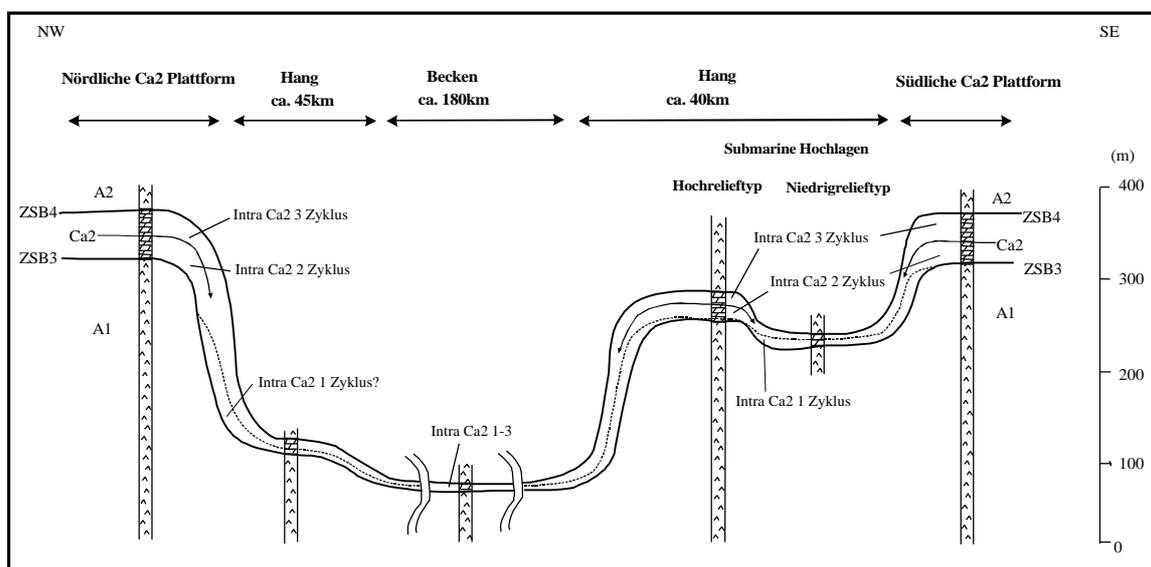


Abb. 40: Schematische Darstellung der Großzyklen im Staßfurtkarbonat (Ca2) entlang eines Profils vom nördlichen zum südlichen Plattformrand des südlichen Zechsteinbeckens (Intra Ca2 1- 3 Zyklen nach Strohmenger et al. 1996). Die von Strohmenger et al. (1996) für die südliche Karbonatplattform erstellten Intra Ca2 1 und 2 Zyklen lassen sich mit den bearbeiteten Profilen auf der nördlichen Karbonatplattform korrelieren.

Große Unterschiede zwischen Nord- und Südrand bestehen in den Mächtigkeiten des Ca2-LSW (Nordrand: 5 m, Südrand: bis 80 m), in den Progradationsraten des Ca2-LSW (Nordrand: bis 1,5 km, Südrand: bis 10 km), in den Ca2-Hangmächtigkeiten (Nordrand: bis 26 m, Südrand: bis 140 m), in der maximalen Transgressionsweite auf der A1-Plattform (mfs; Nordrand: bis zu 2,5 km, Südrand: bis zu 30 km), in der Größe des Ca2-Barrensystems (Nordrand: 2,5 km, Südrand: 6 km) und der Ca2-Lagune/Sabhka (Nordrand: bis 2 km; Südrand: bis 60 km) und im Ca2-Faziesmodell (Nordrand: „rimmed platform“, Südrand: „distally steeping ramp“; Abb. 41a, b, c, d).

Eustatische Meeresspiegelschwankungen scheiden als mögliche Einflußparameter für die großen Unterschiede zwischen Nord- und Südrand des südlichen Zechsteinbeckens aus, da sich die Ca₂-HST Groß- und Kleinzyklen (4th to 5th order) im gesamten südlichen Zechsteinbecken auf den Ca₂-Plattformen verfolgen lassen.

Bezieht man desweiteren analoge Reliefverhältnisse für den A1-Plattformhang hinzu (Südrand: < 3° des oberen A1-Plattformhanges nach Strohmenger et al 1996; Nordrand: < 4° des oberen A1-Plattformhanges, siehe Kap. 4.1.), so müssen vor allem intensive synsedimentäre tektonische Bewegungen entlang altangelegter, prä-permischer Störungsbahnen für die großen Unterschiede verantwortlich gemacht werden. Der tiefere Untergrund des südlichen Zechsteinbeckens wurde durch verschiedene tektonische Phasen konsolidiert (präkambrisch, kaledonisch, variszisch; Ziegler 1990) und weist eine für kratonische Bereiche typische Zerböckung und Untergliederung des Untergrundes in Teilschollen auf (Brause 1973; Schwab et al. 1980; Schretzenmayr 1981, 1983), die entsprechend der jeweiligen strukturellen Weiterentwicklung eine unterschiedliche Subsidenz erfuhren (Plein 1993; Bayer et al. 1996; Neunzert et al. 1996).

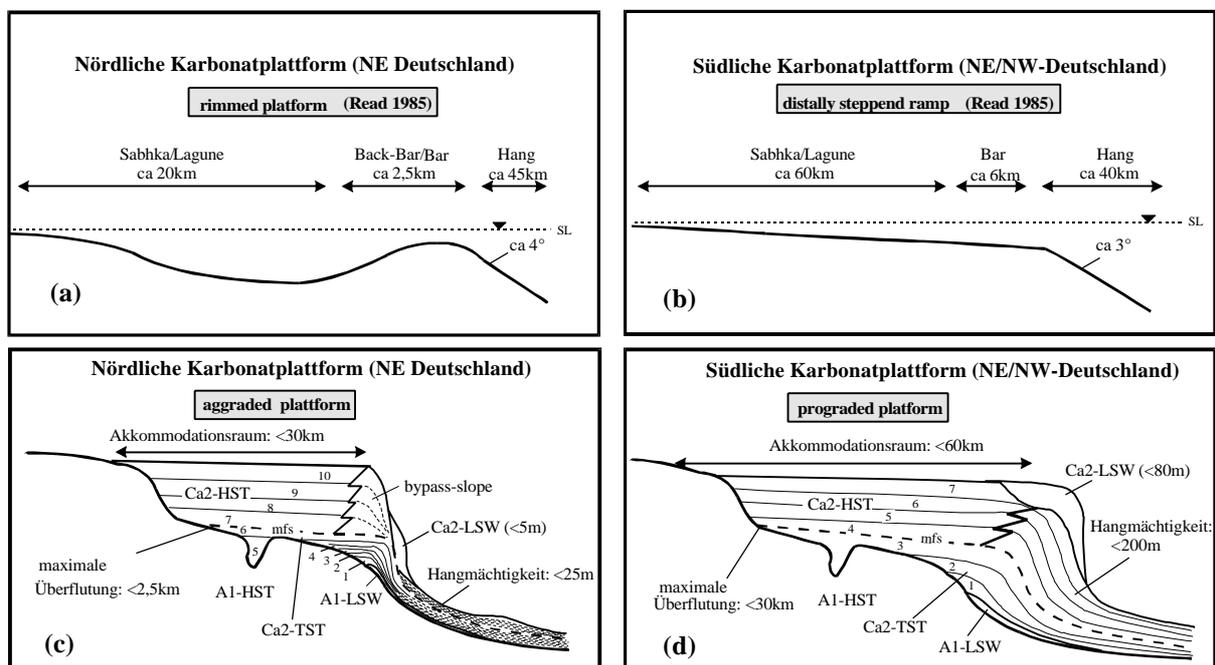


Abb. 41: Gegenüberstellung des Fazies- und sequenzstratigraphischen Modelles zwischen nördlicher und südlicher Ca₂-Karbonatplattform im südlichen Zechsteinbecken. Grundlegende Unterschiede zeigen sich in der Ausbildung der Ca₂-Plattform und in den Größenverhältnissen der Sabhka/Lagune und des Back-Bar/Bar Bereiches (a, b). Die sequenzstratigraphischen Modelle zeigen deutliche Unterschiede im Akkommodationsraum, Plattformentwicklung und in der Hangsedimentation (c, d).

Der NE Beckenrand streicht parallel einer großen NW-SE verlaufenden Störungszone (Stralsund-Störung), die einer horizontalen Blattverschiebung („strike-slip“) permokarbonischen Alters entspricht und Bestandteil der Trans-European-Suture Zone ist (TESZ, Kap.). Erhöhte Subsidenzraten konnten entlang dieser Störungszone in Polen und in NE Deutschland nachgewiesen werden (siehe Kap. 7.2). Betrachtet man dazu die tektonisch ermittelten Subsidenzwerte des Nord- und des Südrand des Zechsteinbeckens, so ergeben sich große Unterschiede. Für den Nordrand des südlichen Zechsteinbeckens wurden Werte von 3 cm/1000 k.y. ermittelt, während am Südrand Werte von 1cm/1000k.y. nachgewiesen worden sind (Van Wees 1997). Variierende tektonische Subsidenz scheint somit der dominierende Parameter für die unterschiedliche Mächtigkeiten-, Progradations-, bzw. Aggradations- und Faziesentwicklung der Ca₂ Intervalle im südlichen Zechsteinbecken zu sein. Dies dokumentieren desweiteren die völlige Diskrepanz in der Ausbildung und Mächtigkeit des Ca₂-TST am A1-Plattformhang zwischen Nord- und Südrand des südlichen Zechsteinbeckens und die ermittelten, stark unterschiedlichen Amplituden des eustatischen Meeresspiegels höherer Ordnung (Nordrand: 10-20 m; Kap. 7.1, Südrand: aufgrund Verkarstungen bis zu 70 m nach Strohmenger et al. 1993).

Die Entstehung der fünf evaporitisch-karbonatischen Ca₂-TST Kleinzyklen am obersten A1-Plattformhang am Nordrand, die am Südrand nicht nachgewiesen werden konnten, ist auf eine Wechselwirkung zwischen eustatischen Meeresspiegelschwankungen dritter und höherer Ordnung und eine differenzierte Subsidenz am NE Beckenrand zurückzuführen (Intra Ca₂ 1 Zyklus? nach Strohmenger et al. 1993). Synsedimentäre Subsidenz bewirkt zusammen mit den primär vorgegeben steilen A1-Plattformhangrelief am Nordrand des Zechsteinbeckens die Entstehung eines Ca₂ „bypass slopes“ am obersten Plattformhang (Südrand: bis zu 140 m), die Antikorrelation der Ca₂-HST Plattformzyklen mit den Ca₂ Hang- und Beckenablagerungen, die Bildung extrem geringer Ca₂-Hangmächtigkeiten (Durchschnitt 10 m, Südrand: <200 m) und verhindert desweiteren die starke Progradation der Ca₂-Plattform (Abb. 41 c, d).

9.3 Relative Meeresspiegelkurve des Zechsteins

Relative Meeresspiegelschwankungen während des Perms resultierten vorrangig aus einem Wechselspiel zwischen variierenden Raten von Subsidenz und Sedimentation (Mazullo 1995), eustatischen Meeresspiegelveränderungen infolge der Vereisung der südlichen Hemisphäre (Crowell 1978; Veevers and Powell 1987), klimatisch induzierten Zyklen (Milankovitch Zyklen; Borer & Harris 1989a), Veränderungen der „spreading“ Rate des ozeanischen Beckenvolumens und orogenen Aktivitäten (Ross & Ross 1988). Der langanhaltende Meeresspiegeltiefststand erster und zweiter Ordnung des Perms (Vail et al. 1991) wird in der 7 Ma dauernden Zechsteinperiode (Menning 1995) am NE Beckenrand des südlichen Zechsteinbeckens durch 8 Meeresspiegelkurven dritter Ordnung überprägt (ZS1-ZS8 nach Strohmenger et al. 1996; Abb. 42). Die Rekonstruktion der Sequenzen dritter Ordnung erfolgte nach Strohmenger et al. (1996) durch Erkennung von Sequenzgrenzen (Verkarstungen etc.) bzw. maximalen Überflutungsflächen (mfs), nach dem geometrischen Verhalten der einzelnen Ablagerungssysteme (Retrogradation, Aggradation, Progradation) und pollenanalytischen bzw. seismischen Untersuchungen. Mit Ausnahme der ZS5 zeigen die Sequenzen dritter Ordnung einen deutlich beckenwärtigen Progradationstrend, der den Meeresspiegeltiefststand erster und zweiter Ordnung, kontrolliert durch die Bildung des Superkontinentes Pangea, widerspiegelt (Abb. 42; Ross & Ross 1988; Vail et al. 1991; Strohmenger et al. 1996). Während der Kupferschiefer (T1) ein global korrelierbaren Meeresspiegelmehrwert dritter Ordnung repräsentiert, wird der Graue Salzton (T3) durch einen tekto-eustatischen Meeresspiegelmehrwert dritter Ordnung hervorgerufen (Abb. 42; Strohmenger et al. 1996). Aufgrund des Nachweises von Vereisungen bis ins frühe Spätperm (Kazanian; Veevers & Powell 1987; Crowell 1995) sind vor allem die Zechsteinsequenzen Z1-Z5 durch glacio-eustatische Meeresspiegelveränderungen begründet (Kiersnowski et al. 1995). Die Abnahme des glacio-eustatischen Einflusses spiegelt sich in einem Umschlagen der karbonatisch dominierten Sequenzen (ZS1-ZS5) zu evaporitisch dominierten Sequenzen (ZS6-ZS8) wider und wird auf eine globale Erwärmung (Ustritsky 1973; Dickens 1977, 1979, 1983, 1985a; Ross & Ross 1996; Berner 1990) und der fortschreitenden Evaporitakkumulation, die zu einer Abnahme der Beckenmorphologie und damit zur Verringerung der Zufuhr frischen Meerwassers führen, zurückgeführt (Goodall et al. 1992).

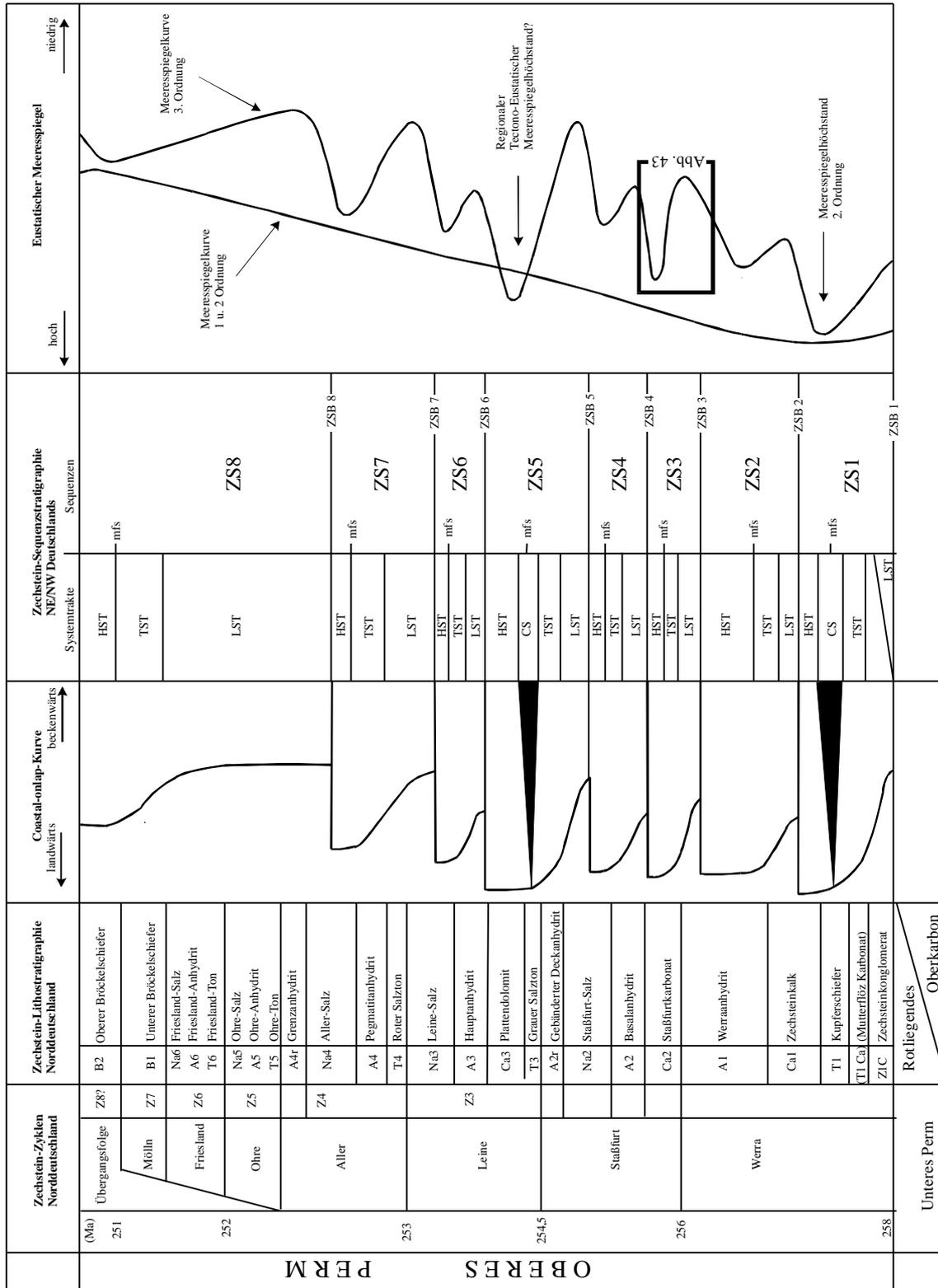


Abb. 42: Lithostratigraphischer und sequenzstratigraphischer Vergleich des Deutschen Zechsteins (nach Strohmenger et al. 1996).

Das Zechsteinbecken ist in eine Vielzahl kleinere Teilbecken unterteilt, die aufgrund unterschiedlicher Topographien, klimatischen Differenzierungen, unterschiedlichen tektonischen Aktivitäten und der sehr schnellen Sedimentationsrate der Evaporite (abhängig von der Wassertiefe und damit der Topographie) zu veränderten Salinitäten, Temperaturen und Strömungsmustern des Wasserkörper innerhalb der einzelnen Teilbecken führen und somit sehr sensibel auf das Ausbildungsmuster der Karbonate und vorallem der Evaporite reagieren können. Dies erklärt, warum sich deutliche Unterschiede in der Anzahl, Ausbildung und Korrelation der Sequenzen dritter Ordnung zwischen dem Deutschen Zechstein (ZS1-ZS8, Strohmenger et al. 1996) und dem Englischen Zechstein (ZS1-ZS7, Tucker 1992) aufzeigen (siehe Abb. 3).

Am Nordrand des südlichen Zechsteinbeckens konnten auf der Ca₂-Plattform im Ca₂-HST drei kleinere Meeresspiegelschwankungen höherer Ordnung (4-5th order) innerhalb der Sequenz dritter Ordnung (ZS3) nachgewiesen werden (Zyklen 7-10), die in der Anzahl mit denen von Strohmenger et al. (1996) am Südrand des Zechsteinbeckens nachgewiesen Meeresspiegelfluktationen übereinstimmen (Abb. 43, PS4-7 nach Strohmenger et al. 1996). Unterschiede bestehen in der Anzahl der Meeresspiegelfluktation höherer Ordnung innerhalb des Ca₂-TST der ZS3, wobei am Nordrand des südlichen Zechsteinbeckens sechs kleine Meeresspiegelfluktationen höherer Ordnung (4-5th order) ausgehalten werden konnten, die in der maximalen Überflutungsfläche auf der A1-Plattform kulminieren (Zyklen 1-6, Abb. 43). Strohmenger et al. (1996) konnten für den Südrand des südlichen Zechsteinbeckens jedoch nur drei Meeresspiegelfluktationen höherer Ordnung im Ca₂-TST der ZS3 nachweisen (PS1-3 nach Strohmenger et al. 1996, Abb. 43). Diese Unterschiede können auf starke subsidenzielle Vorgänge am NE Beckenrand in Kombination mit glacio-eustatischen Meeresspiegelfluktationen zurückgeführt werden. Innerhalb des Ca₂-LSW der vierten Zechsteinsequenz (ZS4) konnten sowohl am Nord- als auch am Südrand des südlichen Zechsteinbecken ein geringfügiger Meeresspiegelanstieg höherer Ordnung nachgewiesen werden (Abb. 43).

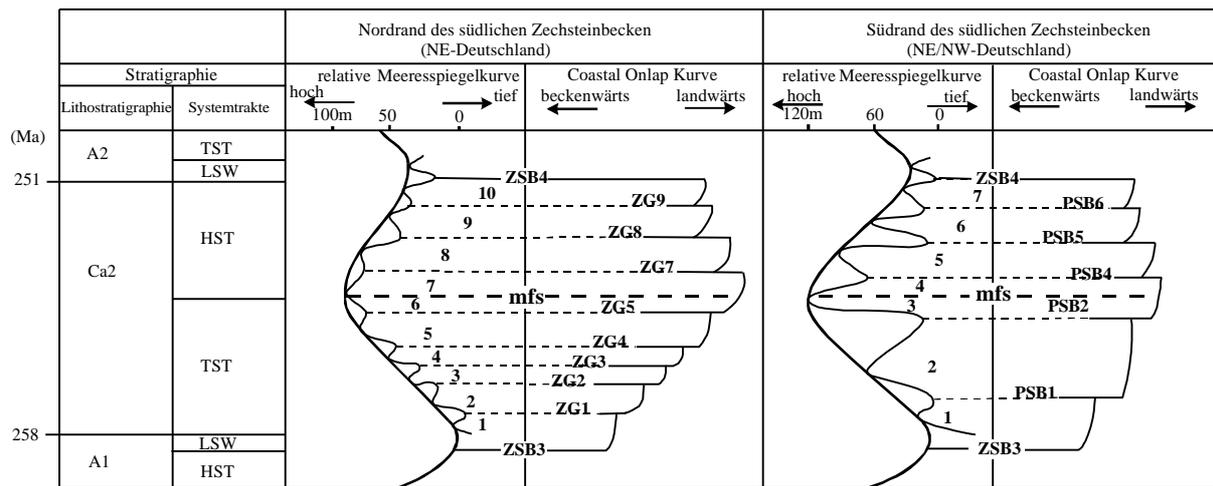


Abb. 43: Gegenüberstellung der relativen Meeresspiegelkurve dritter und höherer Ordnung und der Coastal-onlap Kurve zwischen Nord- und Südrand des südlichen Zechsteinbeckens unter Berücksichtigung der Stratigraphie (Litho- und Sequenzstratigraphie) und der nachgewiesenen Ca2-TST/HST Kleinzyklen höherer Ordnung (5th, 1-10). Zeitskala nach Menning (1995). Für den bearbeiteten Nordrand zeigt sich entgegen dem Südrand des südlichen Zechsteinbeckens ein differenziertes Muster in der Magnitude und Amplitude der Meeresspiegelkurve dritter und höherer Ordnung (3 to 5th?). Im Vergleich zum Südrand (Kleinzyklen 1-3 nach Strohmenger et al. 1996) konnten am Nordrand sechs Ca2-TST Kleinzyklen (1-6) nachgewiesen werden.

Die Korrelation der Zechsteinsequenzen mit globalen spätpermischen Ablagerung wird durch Schwierigkeiten in der zeitlichen Abschätzung infolge fehlender Indexfossilien, uneinheitlicher Zeitskalen und z.T. nicht eindeutiger stratigraphischer Abfolgen erschwert (Harland et al. 1990; Menning 1995). Nimmt man eine Korrelation des Zechsteins mit den nordamerikanischen Ochan Ablagerungen (Ross & Ross 1995; Strohmenger et al. 1996) unter Verwendung der Zeittabelle von Menning (1995) an, so kann eine deutliche Übereinstimmung in der Meeresspiegelkurve dritter Ordnung, basierend auf einen globalen Meeresspiegelhöchststand zweiter Ordnung im T1, festgestellt werden (Abb. 44). Unterschiede in der Anzahl und Amplitude der Meeresspiegelkurve dritter Ordnung sind größtenteils auf die differenzierte klimatisch-topographisch-tektonische Anlage des Zechsteinbeckens zurückzuführen.

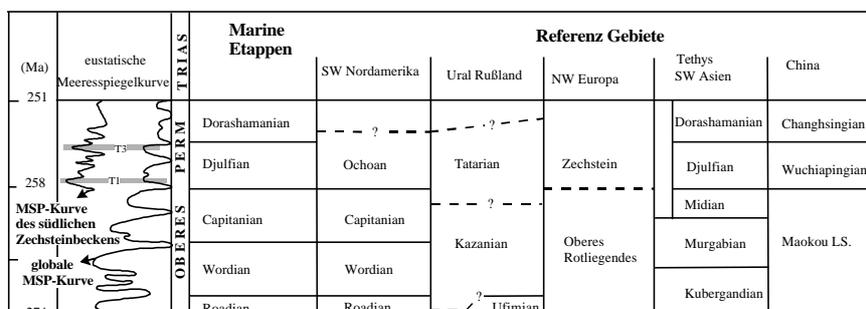


Abb. 44: Globale Korrelation der Etappen und Abfolgen des Perms und ihre Beziehung zur Meeresspiegelfluktuationen dritter Ordnung. Zeitskala nach Menning (1995). Globale Meeresspiegelkurve nach Ross & Ross (1995).

10. Zusammenfassung

Mit Hilfe der in dieser Arbeit gewonnenen Erkenntnisse ergibt sich eine detaillierte Vorstellung über die fazielle Anordnung und deren Faziesarchitektur, den Ablagerungsmechanismen, den internen Aufbau der Sequenzen (3 to 5th order) und deren architektonischen bzw. geometrischen Anlage, den Steuerungsfaktoren und der sedimentären Entwicklung der Evaporit- und Karbonatplattform und angrenzenden Hang- und Beckenbereiche des A1 und Ca2 (A2) am Nordrand des südlichen Zechsteinbeckens. Basierend auf diesen Ergebnissen kann erstmals ein vollständiges Fazies- und sequenzstratigraphisches Modell für das Ca2 am Nordrand des südlichen Zechsteinbeckens in NE Deutschland erstellt werden.

Die Grundlage für diese Modelle bildeten eine detaillierte Lithofaziesaufnahme an 41 Profilen der Plattform, des Hanges und des Beckens und die Erfassung hochfrequenter Zyklen und deren Korrelation untereinander bzw. deren räumlich-faziellen Positionierung innerhalb des jeweiligen Systemtraktes (LSW, TST, HST). Normierte Elementspektren (RFA-Suite), an Proben aus Profile in Plattform- und Hangposition wurden verwendet, um zu klären, in wie fern die Akkommodationszyklen auf eustatische und/oder klimatische und/oder tektonische Prozesse zurückzuführen sind.

Beim Zechsteinbecken handelt es sich um ein im spätem Karbon angelegtes intrakratonisches Teilbecken, dessen struktureller Bau durch kaledonische und variszische Strukturelemente geprägt ist (Franke 1990). Die Entwicklung komplexer, konvergierender Störungssysteme („wrench-fault systems“) innerhalb des variszischen Orogens im späten Karbon und frühen Perm führt zum Aufsteigen und Subsidenz an horizontalen Blattverschiebungsstörungen und zum subsequenten, riftgebundenen Vulkanismus an sich kreuzenden, vorwiegend NW-SE bzw. NE-SW streichenden Schwächezonen. Es entsteht das nördliche und südliche Zechsteinbecken mit einer Vielzahl NW-SE streichenden pull-apart Becken, die von paläogeographischen Hochlagen voneinander getrennt werden (z.B. Mid North Sea High, Ringkoping Fyn High, Texel High).

Der Nordrand des südlichen Zechsteinbeckens erstreckt sich von Nordost-England über die Nordsee, die Niederlande, Dänemark, Nord- und Mitteldeutschland bis nach Polen und streicht entlang einer altangelegten NW-SE streichenden Störungszone (Stralsund-Störung nach Strohmenger et al. 1993), die einer horizontalen Blattverschiebung permokarbonischen Alters entspricht und Bestandteil der Trans-European-Suture Zone ist (TESZ).

Eine detaillierte Faziesanalyse erfolgte in Ablagerungen des Werraanhydrites (A1) und des Staßfurtkarbonates (Ca2). Im A1 konnten auf der Plattform der Netzanhydrit („chicken wire anhydrite“), der massive Anhydrit mit Selenitrasen („massive anhydrite with selenite crystals“), am Plattformrand und oberen Plattformhang der Bänderanhydrit („banded anhydrite“) und im mittleren, unteren Hang und im Becken der Lamellen- und feingeschichteter Anhydrit („lamellitic and bedded anhydrite“) ausgehalten werden. Im Ca2 konnten auf der Plattform folgende Fazieszonen- und Faziestypen von Nord nach Süd nachgewiesen werden : Sabhka, Lagoon, Back-Bar (Algal-tidal-flat, Tidal-flat) und Bar (Algal-laminated shoal, Ooid-bar/shoal, Ooid-inter/back-bar). Die Ca2 Hang- und Beckenablagerungen wurden in Upper Slope, Middle Slope, Lower Slope und Basin auskartiert. Turbiditische Intervalle innerhalb der Hangablagerungen konnten in eine grobklastische Turbiditfazies mit großer Mächtigkeit, mittelkörnige Turbiditfazies mit mittlerer Mächtigkeit und eine feinkörnige Turbiditfazies unterschieden werden.

Die Ca2-Karbonatplattform entspricht einer abgeschlossenen Plattform („rimmed platform“), gekennzeichnet durch ein NW-SE streichendes schmales Barrensysteem und einer im rückwärtigen Raum breit angelegten Lagune und Sabhka. Das Barrensysteem erstreckt sich in NE Deutschland über eine Entfernung von 80 km und einer Breite von durchschnittlich 1,5 km. Die Lagune ist asymmetrisch angelegt, mit geringer Breite im Osten (<12 km) und großer Ausdehnung im Westen (>15 km). Das schmale Ca2-Barrensysteem streicht parallel zum Plattformrand und wird durch senkrecht zur Barre verlaufenden Rinnensysteme („Tidal channels“) in kleinere Barren gegliedert, wobei das Relief der unterlagernden A1-Plattform zur Bildung topographischer Hoch- und Tieflagen auf der Barre und zu Differenzierungen in der Anlage der Faziestypen- und zonen führt.

Die Hang- und Beckensedimente des Ca2 kommen am NE Beckenrand in einem asymmetrischen, morphologisch durch den unterlagernden Werraanhydrit (A1) strukturierten Becken zur Ablagerung. Der A1 zeichnet sich durch ein steiles Relief im Westen (Durchschnitt 4°) und ein wesentlich flacheres im Osten (Durchschnitt 0,4°) aus. Das Ablagerungsmodell der Ca2-Plattformhangsedimente ist eine Kombination aus einem mehr oder weniger parallel zum Plattformrand angelegten Sedimentations- und Schüttungsmuster („apron“ Modell) und einem durch Rinnen und Fächer geprägten Ablagerungsraum („fan“-Modell).

Die Lithofaziestypen der Ca2-Plattform sind in kleine Verflachungszyklen (shallowing-upward cycles) und Vertiefungszyklen (deepening-upward cycles) arrangiert. Shallowing-upward Zyklen sind Bestandteil des Ca2-HST, die in Abhängigkeit von der paläogeographischen Positionierung auf Plattform in subtidale- (Bar/Shoal-, Ooid-inter/back-bar Zyklus), peritidale- (Tidal-flat-, Algal-tidal-flat-, Sabhka-Zyklus) und lagunäre Zyklen (Stromatolit-Regolith-Bioturbater mudstone- und Chicken-wire Zyklus) unterschieden werden können. Deepening-upward Zyklen konnten nur innerhalb des sehr geringmächtigen Ca2-TST auf der A1-Plattform nachgewiesen werden. Shallowing- und deepening-upward Zyklen bilden mehr oder weniger deutliche Zyklengrenzen aus, die diskordant („unconformable caps“) in Form von Hiaten („erosional surfaces“) und subaerische Expositionsflächen („exposure surfaces“) bzw. als kontinuierlich in andere Faziesbereiche übergehende Grenzen („conformable caps“) ausgebildet sein können.

Die vertikale Anordnung der shallowing- und deepening-upward Kleinzyklen („higher order sequences“) ermöglicht zusammen mit der Hierarchie der Zyklengrenzen und der geometrischen Anlage die Zuordnung zu den jeweiligen Sequenzen dritter Ordnung und dazugehörigen Systemtrakten („third-order-sequences“; LST, TST, HST). Am NE Beckenrand bauen zwei Sequenzen dritter Ordnung (ZS3, ZS4) die Ablagerungen des Ca2 und des unter- und überlagernden Werraanhydrites (A1) bzw. Basalanhydrites (A2) auf. Die Zechsteinsequenz 3 (ZS3) wird an der Basis, am Top des A1-Plattform und des obersten A1-Plattformhanges, durch subaerisch exponierte Flächen (Verkarstung etc.) begrenzt (Sequenzgrenze ersten Typs). Im A1-Hang- und Becken wird der Beginn der ZS3 Sequenz durch umgelagerte Anhydrite dokumentiert (A1-LSW).

Der Ca₂-TST wird aus sechs, dem Werraanhydrit (A1) auflagernden Kleinzyklen (Zyklen 1-6, 5th order?) aufgebaut. Fünf transgressive Zyklen konnten in den Ablagerungen des obersten A1-Plattformhanges nachgewiesen werden, wobei der fünfte transgressive Kleinzyklus mit der Überflutung der A1-Plattform korreliert werden kann. Sie spiegeln sich in einer Evaporit/Karbonatabfolge wider, die an der Basis mit umgelagerten Anhydriten des alten A1-Plattformhanges beginnen und zum Top in umgelagerte grain- und packstones Abfolgen übergehen (coarsening-upward). Der Ca₂-TST auf der A1-Plattform setzt sich aus zwei geringmächtigen deepening-upward Zyklen zusammen (Zyklen 5-6, 5th order?), die Bestandteil eines größeren deepening-upward Zyklus sind („large scale cycle deepening-upward cycle“, 4th order?). Die Ca₂-TST Kleinzyklen werden aus einer Abfolge von wacke/grainstones an der Basis und bitumenreichen mudstones mit einer Vielzahl an umgelagerten Anhydrit- und Intraklasten aufgebaut (fining-upward). Bituminöse mudstones mit kondensierten Intraklastenlagen und bioturbaten Wühlgefügen am Top des zweiten deepening-upward Zyklus (Zyklus 6) repräsentieren die maximale Überflutungsfläche (mfs).

Die Ablagerungen des Ca₂-HST setzen sich auf der Ca₂-Plattform aus 4 shallowing-upward Zyklen (Zyklen 7-10; 5th order) zusammen, die wiederum Bestandteil zweier größer shallowing-upward Zyklen sind („large scale shallowing-upward cycles“, 4th order) und sich über eine Distanz von 100 km auf der Ca₂-Plattform verfolgen lassen. Beide regressiven Großzyklen (Zyklen 7-8; 9-10) bilden auf der Barre an der Basis überwiegend unterschiedlich mächtige, flachmarine Barsedimente aus (Bar/Shoal-Fazies), die zum Hangenden von subtidalen Sedimenten (Ooid-inter/back-bar Fazies) und/oder durch inter- und supratidale Sedimenten überlagert werden (Tidal-flat/channel, Algal-tidal-flat, Sabhka). In der Lagune dominieren in sehr geringmächtigen Ca₂-HST-Ablagerungen kondensierte shallowing-upward Zyklen, deren Fazieszonen innerhalb der Verflachungszyklen (Stromatolit-Regolith-chicken-wire-Biourbate mudstone Fazies) nicht mit denen auf der Barre korreliert werden können (Faziesgrenze). Die Großzyklen werden in Festlandsnähe durch chicken-wire Anhydrite mit siltreichen Lagen und mächtigen pedogenen Bildungen abgeschlossen.

Die Korrelation der auf der Plattform nachgewiesenen Ca₂-HST Kleinzyklen ist mit Ablagerungen des Ca₂-Hanges und Beckens nur schwer möglich. In Profilen am obersten Ca₂-Plattformhang fehlen Ablagerungen des Ca₂-HST vollständig („bypass-slope“).

Die Festlegung der Grenze zwischen Ca₂-TST und Ca₂-HST (mfs) in Ablagerungen des oberen, mittleren und unteren Hanges erfolgt mit Beginn der Einschaltung grobklastisch-mittelkörniger Turbidite („highstand shedding“). In Ablagerungen des oberen und mittleren Hanges dominieren mächtige, amalgamierte Turbiditsequenzen, die zwei große thickening-upward Zyklen aufzeigen. Sie dokumentieren den Vorbau der Ca₂-Plattform (Progradation) und sind auf Schüttungen im späten Ca₂-HST zurückzuführen. Der zweite shallowing-upward Großzyklus (Zyklen 9-10) wird auf der Ca₂-Plattform durch eine subaerisch exponierte Sequenzgrenze abgeschlossen (Sequenzgrenze ersten Typs nach Sarg 1988).

Auf der verkarsteten und subaerisch beeinflussten Sequenzgrenze liegen nodulare Anhydrite („chicken-wire anhydrites“) und stromatolitische Lagen mit geringmächtigen grainstones Einschaltungen des basalen A2 auf (A2-LSW der Zechsteinsequenz 4), die mit den umgelagerten Karbonaten am obersten Ca₂-Plattformhang korreliert werden können (Ca₂-LSW der ZS4). Bitumenreiche wackestones am unmittelbaren Ca₂-Plattformrand und bitumenreiche Lagen am Top des obersten Ca₂-Plattformhanges und im Hangenden der oberen, mittleren und unteren Ca₂-Hangprofile reflektieren den Ca₂-TST der ZS4.

Für die Entstehung von third-order und higher-order Sequenzen im spätem Perm sind überwiegend klimatisch induzierte glacio-eustatische Meeresspiegelschwankungen verantwortlich, die in der kontinentalen Vereisung Gondwanas begründet liegen. Das späte Perm wird hierbei als Übergang zwischen einer Vergletscherungsphase im Pennsylvannian und frühen Perm („icehouse“) und einer Erwärmungsphase während der Jura- und Kreidezeit angesehen („greenhouse“). Die Dominanz glacio-eustatischer Meeresspiegelschwankungen am Aufbau der Groß- und Kleinzyklen (4th to 5th order) spiegelt sich in der exzellenten lateralen Korrelation der Ca₂-HST Kleinzyklen (Zyklen 7-10) über eine Entfernung mehr als 100 km auf der Ca₂-Plattform wider. Der Einfluß glacio-eustatischer Meeresspiegelschwankungen dokumentiert sich in subaerisch exponierte Flächen, die durch pedogene Bodenbildungen, Tepee- und Calichehorizonte, erhöhte Porositäten und meteorisch-vadose Zemente am Top einzelner Ca₂-HST Klein- und Großzyklen gekennzeichnet werden. Die RFA-Suite reflektiert innerhalb der Sequenzen dritter und höherer Ordnung das durch mögliche glacio-eustatische Meeresspiegelschwankungen hervorgerufene Sedimentationsmuster auf der Karbonatplattform.

Der Nachweis deutlicher Sequenzgrenzen in Kombination mit kontinuierlichen Faziesübergängen korrespondiert gut mit den für die Ca₂-HST Klein- und Großzyklen (4th to 5th order) ermittelten mittleren Amplitude des Meeresspiegels (10-20 m). Die verkarsteten third order Sequenzgrenzen an der Basis und am Top der ZS3 auf der A1/Ca₂-Plattform und am obersten A1/Ca₂-Plattformhang belegen zusammen mit den beckenwärts umgelagerten A1/Ca₂-LSW Ablagerungen einen deutlichen Meeresspiegelabfall mit einer Amplitude von 50 bis 80 m.

Zum Großteil unterschiedliche Mächtigkeiten der Klein- und Großzyklen im Ca₂-TST/HST auf der Ca₂-Plattform, das Fehlen der lateralen Verfolgbarkeit von Ca₂-HST Kleinzyklen und Sequenzgrenzen gleicher fazieller Ausbildung über größere Entfernungen, fehlende thickening- und thinning-upward Tendenzen im Ca₂-HST auf der Ca₂-Plattform, variierende Mächtigkeiten und Diskrepanz im Auftreten der peritidalen Fazieskörper innerhalb der Ca₂-HST Klein- und Großzyklen auf der Ca₂-Plattform, unterschiedlich weitreichende Verkarstung am Top des Werraanhydrites (ZSB3) bzw. am Top des Ca₂ (ZSB4) und differenzierte Aggradations/Progradationsmuster im Ca₂-HST deuten darauf hin, daß neben glacio-eustatischen Meeresspiegelschwankungen subsidenzielle und autozyklische Prozesse am NE Beckenrand großen Einfluß auf die Ausbildung der Sequenzen dritter und höherer Ordnung haben.

11. Literaturverzeichnis

- ADAMS, R. D. & GROTZINGER, J. P. (1996): Lateral continuity of facies and parasequences in Middle Cambrian Plattform Carbonates, Carrara Formation, Southeastern California. - *Journal of Sedimentary Research* **66**: 1079-1090.
- AIGNER, T. (1985): Storm Depositional Systems. - In: Friedmann, G.M., Neugebauer, H.J. & Seilacher, A. (eds.): *Lecture Notes in Earth Sciences* **3**: 174 S.; Heidelberg.
- ALGEO, T.J. & WILKINSON, B.H. (1988): Periodicity of mesoscale Phanerozoic sedimentary cycles and the role of Milankovitch orbital modulation. *Journal of Geology* **96**: 313-322.
- ALSHARAN, A.S. & KENDALL, C. G. ST. C. (1994): Depositional setting of the Upper Jurassic Hith Anhydrite of the Arabian Gulf: an analog to Holocene evaporites of the United Arab Emirates and Lake McLoed of Western Australia. - *Bull. Amer. Assoc. Petroleum Geol.* **78**: 1075-1096.
- ANDERSON, R.Y. & DEAN, W.E. (1996): Filling the Delaware Basin: Hydrologic and Climatic Controls on the Upper Permian Castile Formation Varved Evaporite. - In: Scholle, P.A., Peryt, T.M. & Ulmer-Scholle, D.A.(eds): *The Permian of Northern Pangea Volume 2*: 61-78.
- ASQUITH, G.B. (1979): *Subsurface Carbonate Depositional Models*, S.121. Pennwell Books, Tulsa.
- ASSERETO, R. L. A. M. & KENDALL; C. G. ST. C. (1977): Nature, origin and classification of peritidal tepee structures and related breccias. - *Sedimentology* **24**: 153-210.
- ATWATER, B.F. (1987): Evidence for great Holocene earthquake along the outer coast of Washington state. - *Science* **236**: 942-944.
- BAIN, R. J. & FOOS, A. M. (1993): Carbonate microfacies related to subaerial exposure and paleosol formation. - In: Rezak, R. & Lavoie, D. (eds.): *Carbonate Microfabrics*. - *Frontiers in Sedimentology*: 19-27.
- BALL, M.M. (1967): Carbonate sand bodies of Florida and the Bahamas. - *Journal of Sedimentary Petrology* **37**: 556-591.
- BATHURST, R.G.C. (1967): Subtidal gelatinous mat, sand stabilizer and food, Great Bahama Bank. - *Jour. Geology*, **75**: 736-738.
- BATHURST, R.G.C. (1975): *Carbonate sediments and their diagenesis*, 658S. Elsevier, Amsterdam.
- BAUSCH, W.M. & WIONTZEK, H (1961): Petrographische Untersuchungen am Hauptdolomit von Rheden. - *Erdöl, Kohle, Erdgas, Petrochem.*, **14**: 686-692; Hamburg.

- BAYER, U., SCHECK, M. & KÖHLER, M. (1996): 3-D modelling of subsidence related processes in the Northeast German basin. - AAPG abstract volume **A12**, San Diego.
- BEER, H., RASCH, H. J. & SCHÖN, K. (1977): Charakter und Geschichte struktureller Hochlagen als bestimmende Faktoren der Lagerstättenverteilung. - Z. angewandt. Geol., **23/7**: 15-27; Berlin.
- BELL, H.S. (1942): Density currents as agents for transporting sediments. - J. Geol., **50**: 512-547.
- BELOW, A. (1992): Fazies und geochemische Diagenesestudie im Zechstein 2-Karbonat (Ca2) Nordwestdeutschlands. - Rep. Geol. Paläont. Inst. Univ. Kiel, **60**: 147 S.; Kiel.
- BENEK, R., KRAMER, W., MCCANN, T., SCHECK, M., NEGENDANK, J.F.W., KORICH, D., HUEBSCHER, H-D. & BAYER, U. (1996): Permo-Carboniferous magmatism of the Northeast German Basin. - Tectonophysics, **266**: 379-404.
- BERGER, A. (1989): The spectral characteristics of pre-Quaternary climate records, an example of relationship between the astronomical theory and geo-sciences. - In: Berger, A., Schneider, S. & Duplessy, J.Cl. (eds): Climate and Geo-Sciences. - NATO ASI, Ser. C., **285**: 47-76.
- BERGER, A., LOUTRE, M.F., DEHANT, V. (1989): Astronomical frequencies for pre-Quaternary paleoclimate studies. - Terra Nova **1**: 474-479.
- BERNER, R.A. (1990) Atmospheric carbon dioxide levels over Phanerozoic time. - Science **249**: 1382-1386.
- BLANPIED, C. & STANLEY, D.J. (1981): Uniform mud (unifite) deposition in the Hellenic Trench, eastern Mediterranean. - Smithson Contr. Mar. Sci., **13**, 40S.
- BLESCHERT, K.-H. (1981): Zusammenhang zwischen der Genese, Migration und Akkumulation der Kohlenwasserstoffe und der Lagebeziehungen von Paläo- und rezenten Erdöl- Erdgas-Lagern im Staßfurt-Karbonat. - Z. geol. Wiss., **9**: 941-964; Berlin.
- BOARDMAN, M.R. & CARNEY, C. (1991): Origin and accumulation of lime mud in ooid tidal channels, Bahamas. - J. Sed.. Petrol., **61/5**: 661-680.
- BOARDMAN, M.R. & NEUMANN, A.C. (1984): Source of periplatform carbonates: Northwest Providence Channel, Bahamas. - Journal of Sedimentary Petrology **54/4**: 1110-1123.
- BOARDMAN, M.R., NEUMAN, A.C., BAKER, P.A., DULIN, L.A., KENTER, R.J., HUNTER, G.E. & KIEFER, K.B. (1986): Banktop responses to Quaternary fluctuations in sea level recorded in periplatform sediments. - Geology **14**: 28-31.

- BORER, J.M. & HARRIS, P.M. (1989a): Depositional facies and cycles in Yates Formation outcrops, Guadalupe Mountains, New Mexico. - In: Harris, P.M. & Grover, G.A. (eds.): Subsurface and outcrop examination of the Capitan shelf margin, northern Delaware basin. - SEPM Core Workshop **13**: 305-317.
- BORER, J.M. & HARRIS, P.M. (1991): Lithofacies and cyclicity of the Yates Formation, Permian basin: implications for reservoir heterogeneity - Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., **75**: 726-779.
- BOSELLINI, A. (1989): Dynamics of Tethyan carbonate platforms. - In: Crevello, P.D. Wilson, J.L., Sarg, J.F. & Read, J.F. (eds.): Controls on carbonate platform and basinal development.- SEPM, Spec.Publ., **44**: 3-13; Tulsa.
- BOSSELLINI, A. & HARDIE, L.A. (1973): Depositional theme of a marginal evaporite. - Sedimentology **20**: 5-27.
- BOTZ, R & MÜLLER, G. (1981): Mineralogie, Petrographie, anorganische Geochemie und Isotopengeochemie der karbonatgesteine des Zechstein 2. - Geol Jb. **D47**: 3-112.
- BOUMA, A. H. (1962): Sedimentology of some flysch deposits. - X2 + 168 S.; Amsterdam.
- BRAITSCH, O. (1962): Die Entstehung der Schichtung in rhythmisch geschichteten Evaporiten. - Geol. Rdsch., **52**: 405-417; Stuttgart.
- BRAUSE, H. (1973): Paläomobilität und Paläodynamik in Mitteleuropa. In: Stockwerksbau und Felderteilung. - Veröff. Zentralinstitut für Physik der Erde, **14**: 601-615.
- BREITKREUZ, C. (1997): The Permian volcanic zone in the central NE German Basin: volcanic facies and possible geotectonic setting. - Terra Nostra **97/11**: 29-31.
- BUTLER, G.P., HARRIS, P.M. & KENDALL, C.G. (1982): Recent evaporites from Abu Dhabi coastal flats. - In: Handford, C.R., Loucks, R.G. & Davies, G.R. (eds.): Depositional and diagenetic spectra of evaporites. - SEPM Core Workshop **3**: 33-64.
- BYERS, C.W. (1977). Biofacies patterns in euxinic basins: A general model.- In: Cook, H.E. & Enos, P. (eds.): Deep water carbonate environments. SEPM, Sp. Publ., **25**: 5-17.
- CARTWRIGHT, J. A., HADDOCK, R. C. & PINHEIRO, L. M. (1993): The lateral extent of sequence boundaries. - In: WILLIAMS, G.D. & DOBB, A. (eds.): Tectonic and Seismic sequence stratigraphy. - Geological Society of London, Sp. Publ. **71**: 15-34.
- CHOQUETTE, P.W. & PRAY, L.C. (1970): Geological nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. - Bull. amer. Assoc. Petroleum Geologists, **54**: 207-250; Tulsa.
- CLARK, D.N. (1980a): The sedimentology of Zechstein 2 Carbonate Formation of Eastern Drenthe, The Netherlands. - Contributions to Sedimentology **9**: 131-165; Stuttgart.

- CLARK, D.N. (1980b): The diagenesis of Zechstein carbonate sediments.- *Contr. Sedimentology*, **9**: 167-203; Stuttgart.
- CLARK, D.N. & TALLBACKA, L. (1980): The Zechstein deposits of southern Denmark. *Contributions to Sedimentology* **9**: 205-231; Stuttgart.
- CLOETHING, S. (1986): Intraplate stresses: a new tectonic mechanism of fluctuations of relative sea level. - *Geology* **14**: 617-620.
- CLOETHING, S. (1988): Intraplate stresses: a tectonic cause for third order cycles in sea level?. - In: Wilgus, C.K., Hastings, B.C., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A. & Van Wagoner, J.C. (eds.): *Sea level changes: an integrated approach.*- *Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Mineral.*, **42**: 157-166.
- COOK, H.E. & MULLINS, H.T. (1983): Basin margin environment. - *Mem. amer. Assoc. Petroleum Geologists*, **33**: 539-617; Tulsa.
- COOK, H. E. & TAYLOR, M. E. (1977): Comparison of the continental slope and shelf environments in the Upper Cambrian and the lowest Ordovician of Nevada. - *Soc. econ. Paleontologists Mineralogists, Spec. Publ.*, **25**: 51-81; Tulsa.
- CROWELL, J.C. (1978): Gondwana glaciation, cyclothems, continental positioning, and climate change. - *Amer. Jour. Sci.*, **278**: 1345-1372.
- CROWELL, J.C. (1982): Continental glaciation through geologic times: climate in Earth history. - *Academic Press*, 77-82.
- CROWELL, J.C. (1983): Ice ages recorded on Gondwanan continents. - *Geolog. Soc. S. Afric. Trans.*, **86**: 237-262.
- CROWELL, J.C. (1995): The Ending of the late paleozoic ice age during the Permian Period. - In: Scholle, P.A., Peryt, T.M. & Ulmer-Scholle, D.S. (eds.): *The Permian of Northern Pangea Volume 1*: 119-136.
- CROWLEY, T.J., HYDE, W.T. & SHORT, D.A. (1989): Seasonal cycle variations of the supercontinent of Pangea, *Geology*, **17**: 457-460.
- CROWELL, J.C. & FRAKES, L.A. (1970): Phanerozoic glaciation and the causes of ice ages: *American Journal of Science*, **268/3**: 193-224.
- CROWELL, J.C. & FRAKES, L.A. (1975): The late paleozoic glaciation. - In: Campbell, K.S.W. (ed.): *Gondwana geology.* - Canberra, Australia, National University Press, 313-313.
- DADLEZ, R., NARKIEWICZ, M., STEPHENSON, R.A., VISSER, M.T.M. & VAN WEES, J.D. (1995): Tectonic evolution of the Mid-Polish Trough: modelling implications and significance for Central European geology, *Tectonophysics*, **271**: 191-215.

- DALRYMPLE, R.W. (1992): Tidal depositional systems. - In: Walker, R.G. & James, N.P. (eds.): Facies Models - Response to sea level changes. 195-218.
- DAVIS, G.R. (1970): Algal laminated sediments, Gladstone Embayment, Shark Bay, Western Australia. - In: Logan, B.W., Davies, G.R., Read, J.F. & Cebulski, D.E. (eds.): Carbonate sediments and environments, Shark Bay, Western Australia. - Mem. amer. Assoc. Petroleum Geologists, **13**: 169-205; Tulsa.
- DAVIES, G.R. & LUDLAM, ST.D. (1973): Origin of Laminated and Graded Sediments, Middle Devonian of Western Canada. - Bull. Geol. Soc. Amer., **84/11**: 3527-3546.
- DEAN, W.E., DAVIES, G.R. & ANDERSON, R.Y. (1975): Sedimentological significance of nodular and laminated anhydrite. - Geology **7**: 367-372.
- DEUBEL, F. (1954): Betrachtungen über das Auftreten von Erdöl und Ergas im Zechstein des Thüringer Beckens. - Geologie **3**: 804-832; Berlin.
- DICKENS, J.M. (1977): Permian Gondwana climate. - Chayan Geol. **3**: 11-21.
- DICKENS, J.M. (1979): Late Paleozoic climate with special reference to invertebrate faunas. - N'ieme Congr. Inter. Stratigr. Geol. Carbonifere, **5**: 392-402.
- DICKENS, J.M. (1983): Permian to Triassic changes in life. - Paleontols. **5**: 2297-303.
- DICKENS, J.M. (1985a): Paleobiofacies and paleobiogeographie of Gondwanaland from Permian to Triassic. - In: Nakazawa, K. & Dickens, J.M. (eds.): The Tethys - Her Paleogeography and Paleogeography from Paleozoic to Mesozoic. - Tokai Univ. Press: 83-91.
- DIETRICH, H. & WÄCHTER, G. (1993): Methodische Aspekte der Kompaktionsmodellierung von Ca-Sulfat-Gesteinen des Zechsteins. - Z. dt. Geol. Ges., **144**: 461-470.
- DILL, R.F., KENDALL, C.G.ST.C. & SHINN, E.A. (1989): Giant subtidal stromatolites and related sedimentary features, IGC Field Trip T 373, American Geophysical Union, 33pp.
- DILL, R.F., SHINN, E.A., SHONES, A.T., KELLY, K. & STEINEN, R.P. (1986): Giant subtidal stromatolites forming in normal salinity water. - Nature **324**: 55-58.
- DITTRICH, E. (1966): Einige Bemerkungen über Rand- und Schwellenausbildungen im Zechstein Südwest-Thüringens. - Ber. dt. Ges. geol. Wiss., **A11**: 185-198; Berlin.
- DRAVIES, J.J. (1983): Hardend subtidal stromatolites, Bahamas. - Science **219**: 385-386.
- DRAVIS, J. (1979): Rapid and widespread generation of recent oolitic hardgrounds on a high energy Bahamian platform, Eluthera Bank, Bahamas. - Geology **13**: 799-802.
- DROXLER, A.W. & SCHLAGER, W. (1985): Glacial versus interglacial sedimentation rates and turbidites frequency in the Bahamas.- Geology **13**: 799-802.

- DUNHAM, R.J. (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional texture.- Mem. amer. Assoc. Petroleum Geologists., **1**: 108-121; Tulsa.
- DUNHAM, R.J. (1969b): Vadose pisolite in the Capitan reef (Permian), New Mexico and Texas. - In: Friedman, G.M. (ed.): Depositional environments in carbonate rocks. - SEPM, Sp. Publ., **14**: 139-182.
- ELRICK, M. E. & READ, J. F. (1991): Development of cyclic ramp to basin carbonate deposits, Lower Mississippian, Wyoming and Montana. - unpubl. Ph.D. dissertation, Virginia Polytechnic Institute and State University, Blacksburg, Virginia; 169S.
- ENOS, P. & PERKINS, R.D. (1977): Quarternary sedimentation in South Florida. - Mem. geol. Soc. Am., **147**: 1-130.
- EPHSTEYN, O.G. (1981): Late Permian ice marine deposits of the Atkin Formation in the Kolya river headwater region, USSR. - In: Hambrey, M.R. & Harland, W.B. (eds.): Earth Prepleistocene glacial record, 270-273.
- EVAMY, B.D. (1973): The precipitation of aragonite and its alternation to calcite on the Trucial Coast of the Persian Gulf. - In: Purser, B.H. (ed.): The Persian Gulf. 329-342.
- FAIRBRIDGE, R.W. (1976): Convergence of evidence on climatic change and ice ages. - Ann. N.Y. Acad. Sci., **91**: 542-579.
- FRANKE, D. (1990): Der präpermische Untergrund der Mitteleuropäischen Senke - Fakten und Hypothesen. - Niedersächsische Akademie der Geowissenschaften **4**: 19-75.
- FRAKES, L.A. (1981): Late paleozoic paleoclimatology. - In: McElhinny, M.W. & Valencio, D.A (eds.): Paleoreconstruction of the continents. - geodynamic series, 2, American Geophysical Union, 39-49.
- FRAKES, L.A., KEMP, E.M. & CROWELL, J.D. (1975) Late paleozoic glaciation. - Part 6, Asia, GSA Bulletin, **86**: 454-464.
- FULDA, E. (1935): Handbuch der vergleichenden Stratigraphie Deutschlands. Zechstein. - 409S.; Berlin.
- FÜCHTBAUER, H. (1964). Fazies, Porosität und Gasinhalt der Karbonatgesteine des norddeutschen Zechsteins.- Z. dt. geol. Ges., **114**: 484-531; Hanover.
- FÜCHTBAUER, H. (1968): Carbonate sedimentation and subsidence in the Zechstein Basin (Northern Germany). - In: Müller, G. & Friedmann, G.M. (eds.): Recent developments in carbonate sedimentology in Central Europe, 196-203; Berlin, Heidelberg, New York (Springer).
- FÜCHTBAUER, H. (1972): Influence of salinity on carbonate rocks in the Zechstein Formation, Northwestern Germany. - In: Richter-Bernburg, G. (ed.): Geology of saline deposits: 23-31; Paris (UNESCO).

- FÜCHTBAUER, H. & PERYT, T.M. (1980): The Zechstein Basin. - *Contrib. Sedimentol.*, **9**: 328; Stuttgart.
- GARRETT, P. (1970): Phanerozoic stromatolites: non competitive ecologic restriction by grazing and borrowing animals. - *Science* **169**: 171-173.
- GEBELEIN, C.D. (1969): Distribution, morphology, and accretion rate of recent subtidal algal stromatolites, Bermudas.- *J. Sed. Petrol.*, **39/1**: 49-69.
- GEBELEIN, C.D. (1976): Open marine subtidal and intertidal stromatolites (Florida, the Bahamas and Bermudas).- In: Walter, M.R. (ed.): *Stromatolite*.- Elsevier, *Developments in Sedimentology* 20: 381-388; Amsterdam.
- GEBELEIN, C.D., STEINEN, R.P., GARRETT, P., HOFFMAN, E.J., QUEEN, J.M. & PLUMMER, L.N. (1980): Subsurface dolomitization beneath the tidal flats of Central West Andros Island, Bahamas. - In: Zenger, D.H. & Dunham, J.B. (eds.): *Concepts and models of dolomitization*. SEPM, Sp. Publ., **28**: 31-49.
- GERLACH, R. & KNITZSCHKE, G. (1978): Sedimentationszyklen an der Zechsteinbasis (Z1) im südöstlichen Harzvorland und ihre Beziehungen zu einigen bergtechnischen Problemen. - *Zeitschrift der angewandten Geologie* **24**: 214-221.
- GINSBURG, R.N. (1971): Landward movement of carbonate mud: a new model for regressive cycles in carbonates (abstr.). - *AAPG, Bull.*, **55**: 340.
- GLENNIE, K.W. (1990): Outline of North Sea History and structural Framework. - In: Glennie, K.W. (ed.): *Introduction to the Petroleum Geology of the North Sea*. 34-77.
- GLENNIE, K.W. & BULLER, A.T. (1983): The Permian Weissliegend of N.W. Europa: The partial deformation of aeolian dune sands caused by the Zechstein transgression. - *Sediment. Geol.*, **35**: 43-81.
- GOODALL, I.G., HARWOOD, G.M., KENDALL, A.C. & MCKIE, T. (1992): Discussion on sequence stratigraphy of carbonate-evaporite basins: models and application to the Upper Permian (Zechstein) of northeast England and adjoining North Sea. - *Journal of Geological Society*, **149**: 1050-1054.
- GROTZINGER, J. P (1986): Cyclicity and paleoenvironmental dynamics, Rocknest platform, northwest Canada. - *Geological Society of America Bulletin* **97**: 1208-1231.
- HAGAN, G.M. & LOGAN, B.W. (1974a): Development of carbonate banks and hypersaline basins, Shark bay, Western Australia. - *AAPG Mem.*, **22**: 61-139.
- HALLEY, R.H., HARRIS, P.M & HINE, A.C. (1983). Bank margin. - In: Scholle, P.A., Bebout, D.G. & Moore, C.H. (eds.): *Carbonate depositional environments*. 463-506.

- HANDFORD, C.R. & LOUCKS, R.G. (1993): Carbonate depositional sequences and system tracts - responses of carbonate platforms to relative sea-level changes. - In : LOUCKS, G.R. & SARG, J.F. (eds.): Carbonate sequences stratigraphy. - Mem. amer. Assoc. Petroleum Geol. **37**: 3-41.
- HANDFORD, C.F., KENDALL, A.C., PREZBINDOWSKI, D.R., DUNHAM, J.B. & LOGAN, B.W. (1984): Saline-margin tepees, pisolites, and aragonite cements, Lake McLoed, Western Australia: their significance and interpreting ancient analogs. - Geology **12**: 523-527.
- HAQ, B.U. (1991): Sequence stratigraphy, sea level change, and significance for the deep sea. - In: MacDonald, D.I.M. (ed.): Sedimentation, tectonics and eustasy. Sea level changes at active margins. - Spec. Publ. Int. Assoc. Sediment.; **12**: 3-39.
- HAQ, B.U., HARDENBOL, J. & VAIL, P.R. (1988): Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level changes. - In: Wilgus, Ch.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C, Posamentier, H.W., Ross, C.A., Van Wagoner, J.C. (eds.): Sea-level change: an integrated approach.- Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Mineral. **42**: 71-108.
- HARDIE, L.A. (1977a): Sedimentation on the modern carbonate tidal flats of Northwest San Andros Island. - Studies in Geology **22**, 202S.
- HARDIE, L.A. (1986): Stratigraphic models for carbonate tidal-flat deposition. - In: Hardie, L.A. & Shinn, E.A. (eds.): Carbonate depositional environments, Part 3: Tidal flats. - Colorado School of Mines Quarterly **81**: 59-73.
- HARDIE, L.A., BOSELINI, A. & GOLDHAMMER, R.K. (1986): Repeated subaerial exposure of subtidal carbonate platforms, Triassic, northern Italy: evidence for high frequency sea level oscillations on a 10^4 year scale. - Paleoceanography **2**: 447-457.
- HARDIE, L.A., DUNN, P.A. & GOLDHAMMER, R.K. (1991): Field and modelling studies of cambrian carbonate cycles, Virginia Appalachians-Discussion. - Journal of Sedimentary Petrology **61**: 636-646.
- HARDIE, L.A. & EUGSTER, H.P. (1971): The depositional environment of marine evaporites: a case for shallow, clastic accumulation. - Sedimentology **16**: 187-220.
- HARDIE, L.A. & SHINN, E.A. (1986): Carbonate depositional environments modern and ancient part 3: tidal flats. - Colorado School of Mines Quarterly **81**: 1-74.
- HARLAND, W.B., ARMSTRONG, R.L., LEWELLYN, P.G., PICKTON, C.A.G., SMITH, A.G. & SMITH, D.G. (1990): A geological Time Scale. - Univ Press, Cambridge, 263pp.
- HARRIS, P.M. (1979): Facies anatomy and diagenesis of a Bahama ooid shoal, Miami.- Sedimenta **7**, University of Miami, 163S.B
- HARWOOD, G. & KENDALL, A.C. (1990): Shallow-water evaporite cycles within the Middle Devonian of Western Canada. - In: 13th Int. Congress, Abstract, p. 216.

- HAYS, J.D., IMBRIE, J. & STACKLETON, J.J. (1976): Variation in the Earth orbit: pacemaker of the ice ages. - *Science* **194**: 1121-1132.
- HEATH, K.C. & MULLINS, H.T. (1984): Open-ocean, off-bank transport of fine-grained carbonate sediment in the Northern Bahamas. - *Geol. Soc. London, Sp. Publ.*, **15**: 199-208.
- HECKEL, J. (1986): Sea-level curve for Pennsylvania eustatic marine transgressive-regressive depositional cycles along midcontinent outcrop belt, North America. *Geology* **14**: 330-334.
- HILLGÄRTNER, H. (1998): Discontinuity surfaces on a shallow-marine carbonate platform (Berriasian, Valangian, France and Switzerland). - *Journal of Sedimentary Research* **68**: 1093-1108.
- HINE, A.C. (1977): Lily Bank, Bahamas: history of an active oolite sand shoal.- *J. Sed. Petrol.*, **47/4**: 1554-1581.
- HINE, A.C., WILBER, R.J. & NEUMANN, A.C. (1981): Carbonate sand bodies along contrasting shallow bank margin facing open seaways in Northern Bahamas. - *AAPG Bull.*, **65**: 261-290.
- HOFFMAN, P. (1976a): Stromatolite morphogenesis in Shark Bay, Western Australia. - In: Walter, M.R. (ed.): *Stromatolites. - Development in Sedimentology* **20**: 261-271.
- HOFFMAN, P. (1976b): Environmental diversity of Middle Precambrian stromatolites.- In: Walter, M.R. (ed.): *Stromatolites. - Development in Sedimentology* **20**: 599-611.
- HOVORKA, S.D. (1989): Depth evolution of the Delaware Basin - Castile/Salado Transition. - In: Harris, P.M & Grover, G.A (eds): *Subsurface and outcrop examination of the Capitan Shelf Margin, Northern Delaware Basin, SEPM Core Workshop* **13**: 441-450.
- HOWARD, J.D. & FREY, R.W. (1975): Introduction.- *Senckenberg. Mar.*, **7**: 1-31.
- HOWARD, J.D. & REINECK, H.E. (1972): Physical and biogenic sedimentary structures of the nearshore shelf. - *Senckenberg. Mar.*; **4**: 81-123.
- HUTTEL, P. & MAUSFELD, S. (1991): Diagenesis of a carbonate member of an evaporitic cycle: the Staßfurt carbonate formation (Ca₂) of South Oldenburg (NW Germany). - *Zentrbl. Geol. Paläont., Teil* **1/4**: 1073-1090.
- INDEN, R.F. & MOORE, C.H. (1983): Beach environment. - In: Scholle, P.A., Bebout, D.G. & Moore, C.H. (eds.): *Carbonate depositional environments*. 211-265.
- JAMES, N.P. (1984): Shallowing-upward sequences in carbonates.- In: Walker, R.G. (ed.): *Facies models. - Geological Association of Canada, Geoscience Canada Reprint Series* **1**: 213-228.

- JANKOWSKI, G. & JUNG, W. (1964): Die Ausbildung des Stinkschiefers (Ca₂st) im südöstlichen Harzvorland. - *Geologie* **13**: 929-941; Berlin.
- KÄDING, K.-C. (1978): Stratigraphische Gliederung des Zechsteins im Werra-Fulda-Becken. - *Geol. Jb. Hessen*, **106**: 123-130; Wiesbaden.
- KEITH, B.D. & FRIEDMAN, F. (1977): A slope-fan-basin-plain model, Taconic sequences, New York and Vermont. - *Sedimentary Petrology* **47**: 1220-1241.
- KENDALL, A.C. (1984): Evaporites.- In: Walker, R.G.: Facies models. - *Geoscience Canadea, Repr. Ser.*, **1** (2.Aufl.): 259-296; Toronto.
- KENDALL, A.C. (1991): Depositional conditions on the Dead Sea and reinterpretation of an ancient dep-water evaporites. - *Bull. Am. Ass. Geol.*, **75**, 607 (abstract).
- KENDALL, A.C. (1992): Evaporites. - In: Walker, R.G. & James, N.P. (eds.): Facies models - response to sea level change, 375-409.
- KENDALL, A.C. & HARWOOD, G.M. (1989): Shallow water gypsum in the Castile Formation - Significance and implications. - In: Harris, P.M & Grover, G.A (eds): Subsurface and outcrop examination of the Capitan Shelf Margin, Northern Delaware Basin, SEPM Core Workshop **13**: 451-458.
- KENDALL, C.G.S.C. & SKIPWITH, P.A.D.E. (1969): Holocene shallow-water carbonate and evaporite sediments of Khor al Bazam, Abu Dhabi, southwest Persian Gulf.- *Bull. americ. Assoc. Petroleum Geologists*, **53/4**: 841-869.
- KENDALL, C.G.St.C & WARREN, J.K. (1988): Peritidal evaporites and their sedimentary assemblages. - In: Schreiber, B. C. (ed.): *Evaporites and Hydracarbons.*, 66-138.
- KIERSNOWSKI, H., PAUL, J., PERYT T.M. & SMITH, D.B. (1995): Facies, Paleogeography and Sedimentary history of the Southern Zechstein Basin in Europe. - In: Scholle, P.A., Peryt, T.M., Ulmer-Scholle, D.S. (eds): *The Permian of Northern Pangea 2: Sedimentary Basins and Economic Ressources* - 119-136.
- KINSMAN, D.J.J. (1966): Gypsum and anhydrite of recent age, Trucial Coast, Persian Gulf. - In: Rau, J.L. (ed.): *Proceedings of the Second Salt Symposium.* - *Geological Society* **1**: 302-326.
- KLEIN, G.V. & KUPPERMAN, J.B. (1992): Pennsylvanian cyclothems: methods of distinguishing tectonically induced changes in sea level from climatically induced changes.- *Geol. Soc. Am. Bull.*, **104**: 166-175.
- KLEIN, G.V. & WILLARD, D.A. (1989): The origin of Pennsylvanian coal-bearing cyclothems of North America. - *Geology* **17**: 152-155.
- KLAPCINSKI, J. (1991): Zechstein anhydrites in western Poland. - *Zbl. Geol. Paläont.* **1/4**: 1171-1188.

- KOERSCHNER, W.F. & READ, J.F. (1987): Field and modelling studies of Cambrian carbonate cycles, Virginia Appalachians. - *Journal of Sedimentary Petrology* **59/5**: 654-687.
- KULICK, J & PAUL, J (1987): Zur Stratigraphie und Nomenklatur des Zechsteins. - Glosasar. - In: Kulick, J and Paul, J (eds): Exkursionsführer 1. - Zechstein 87 International Symposium, 25-34.
- LITTKE, R., FRIBERG, L., BÜKER, C., KROOSS, B. & POELCHAU, H. S. (1999): Numerical simulation of paleo-temperature fields and fluid movement in the North German Basin. - *Scientific Play North German Basin*.
- LOGAN, B.W., HOFFMAN, P. & GEBERLEIN, C.D. (1974): Algal mats, cryptal algal fabrics and structures, Hamelin Pool, Western Australia.- *AAPG Mem.*, **22**: 140-193.
- LOREAU, J.P. & PURSER, B.H. (1973): Distribution and ultrastructure of Holocene ooids in the Persian Gulf. - In: Purser, B.H. (ed.): *The Persian Gulf*. 279-328.
- LORENZ, V & NICHOLLS, L.A. (1984): Plate and intraplate processes of Hercynian Europe during the Late Paleozoic. *Tectonophysics* **107**: 25-56.
- LOUCKS, R.G. & FOLK, R.L. (1976): Fan-like rays of former aragonite in Permian Capitan Reef pisolite. - *Journal of Sedimentary Petrology* **46**: 483-485.
- LOUCKS, R.G. & LONGMAN, M.W. (1982): Lower Cretaceous Ferry Lake anhydrite, Fairway Field, east Texas, product of shallow-subtidal deposition. - In: Handford, C.R., Loucks, R.G. & Davies, G.R. (eds.): *Depositional and diagenetic spectra of Evaporites, SEPM Core Workshop* **3**: 130-173.
- LOWE, D.R. (1975): Water escape structures in coarse-grained sediments. - *Sedimentology* **22**: 157-204.
- LOWE, D.R. (1976): Grain flow and grain flow deposits. - *Journal of Sedimentary Petrology* **46**: 188-199.
- LOWE, D.R. (1982): Sediment gravity flows: 2. Depositional models with special reference to the deposits of high-density currents. - *Journal of Sedimentary Petrology* **52/1**: 279-297.
- LOWENSTEIN, T.K. (1987): Evaporite depositional fabrics in the deeply buried Jurassic Buckner Formation, Alabama. - *Journal of Sedimentary Research* **57/1**: 108-116.
- MAUSFELD, S. (1987): Der Plattformrand des Staßfurtkarbonats (Ca₂) südlich von Oldenburg: Sedimentologie, Fazies und Diagenese. - Inaug.-Diss. Phillips-Univ. Marburg: IX +176+XXV, Marburg.
- MAUSFELD, S. & ZANKL, H. (1987): Sedimentology and facies development of the Staßfurt Main Dolomite in some wells of the South Oldenburg region (Weser-Ems area, NW Germany). - In: Peryt, T.M (ed.): *The Zechstein Facies in Europe*. - *Lect. Notes Earths Sci.*, **10**: 123-141.

- MAZZULLO, S.J. (1995). Permian Stratigraphy and Facies, Permian Basin (Texas - New Mexico) and Adjoining Areas in the Midcontinent United States. - In: Scholle, P.A., Peryt, T.M. & Ulmer-Scholle, D.A.(eds): The Permian of Northern Pangea, Volume 2: - 41-60.
- MAZULLO, S.J. & FRIEDMAN, G.M. (1977): Competitive algal colonization of peritidal flats in a schizohaline environment: The lower Ordovician of New York.- J. Sed. Petrol.. **47/1**: 398-410.
- MCCAIVE, I.N. & JONES, K.P.N. (1988): Deposition of ungraded muds from high-density non-turbulent turbidity currents. - Nature **333**: 250-252.
- MCILREATH, I.A. & JAMES, N.P. (1984): Carbonate slopes. - In: Walker, R.G. (ed.): Facies models. - Geoscience Canada, Reprint Series **1**: 245-257.
- MCKENZIE, J.A., HSU, K.J. & SCHNEIDER, J.F. (1980): Movement of subsurface water under the sabhka, Abu Dhabi, UEA, and its relation to evaporite dolomite genesis. - In: Zenger, D.H., Dunham, J.B. & Ethington, R.L. (eds.): Concepts and models of Dolomitization. - SEPM, Sp. Publ., **28**: 11-30.
- MEIER, R. (1975): Zu einigen Sedimentgefügen der Werra Sulfate (Z1) am Osthang der Eichsfeld-Schwelle. - Z. geol. Wiss., **10/3**: 1333-1347.
- MEISCHNER, K.-D. (1964): Allopadische Kalke, Turbidite in riffnahen Sedimentations-Becken.- Dev. Sedimentology, 3: 156-191; Amsterdam.
- MENNING, M. (1991): Rapid subsidence in Central Europe basin during the initial development (Permian-Triassic boundary sequences, 258-240Ma). - Zbl. Geol. Paläont., Teil **1/4**: 809-824.
- MENNING, M. (1995): A numerical time scale for the Permian and Triassic periods: an integrated time analysis. - In: Scholle, P.A., Peryt, T.M. & Ulmer-Scholle, D.S. (eds): The Permian of Northern Pangea, Volume 1: 77-97.
- MIDDLETON, G.V. & HAMPTON, M.A. (1973): Mechanics of flow and deposition. - In: Middleton, G.V. & Bouma, A.H. (eds.): Turbidites and deep water sedimentation. - SEPM Pacific Sec., Sh. Cour.; 1-38.
- MIDDLETON, G.V. & HAMPTON, M.A. (1976): Subaqueous sediment transport and deposition by gravity flows. - In: Stanley, D.J. & Swift, D.J.P. (eds.): Marine sediment transport and environmental management. - John Wiley & Sons, 197-218; New York.
- MIKHALOV, YU.A., USTRITSKIY, G., CHERNYAK, YE. & YAVSHITS, G.P. (1970): Upper Permian glaciomarine sediments in the Northeastern U.S.S.R. - Akademiya Nauk SSSR Doklady, **190**: 1184-1187.
- MITCHUM, R.M. (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea-level, Part 1: Glossary of terms used in seismic stratigraphy. - In: Payton, C.E. (ed.): Seismic stratigraphy applications to hydrocarbon exploration.- AAPG, Mem., **26**: 205-212.

- MITCHUM, R.M. , VAIL, P.R. & THOMPSON, S. (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea-level, Part 2: the depositional sequence as a basic unit for stratigraphic analysis. - In: Payton, C.E. (ed.): Seismic stratigraphy applications to hydrocarbon exploration.- AAPG; Mem.; **26**: 53-62.
- MÖDERL, T. (1996): Mineralogische und geochemische Untersuchungen an zwei Bohrkernprofilen im Buntsandstein. - Erl. Beitr. Petr. Min. **6**: 1-22.
- MULLINS, H.T. (1983a): Eustatic control of turbidites and winnowed turbidites: Reply. - *Geology* **11**: 57-58.
- MULLINS, H.T. (1983b): Base-of-slope carbonates aprons: An alternative to submarine fan model. - *Bull. americ. Assoc. Petroleum Geologists*, **67/3**: 521.
- MULLINS, H.T. (1983c): Modern carbonate slopes and basins of the Bahamas. - *SEPM short course* **12**: 4/1-4/138.
- MUTTI, E. (1977): Distinctive thin bedded turbidite facies and related depositional environments in the Eocene Hecho Group (South-central Pyrenees, Spain). - *Sedimentology* **24**: 107-132.
- MUTTI, E. (1992): Turbidite sandstones. 275S.
- MUTTI, E. & RICCI-LUCCHI, F. (1972): Le torbiditi dell'Appenninio settentrionale: introduzione all'analisi di facies. Mem. - *Soc. Geol Ital.*, **11**: 161-199.
- MUTTI, E. & RICCI LUCCHI, F. (1975): Turbidite facies and facies associations. - In: Examples of turbidite facies and facies associations from selected formations of the northern Appenines. - *International Association of Sedimentologists Fieldtrip Guidebook A11, International Sedimentologic Congress* **9**, 21-36.
- MUTTI, M. (1994): Association of tepees and palaeokarst in the Landinian Caccare Rosso (Southern Alps, Italy). - *Sedimentology* **41**: 621-641.
- MÜLLER, E. P. (1984): Zur Genese von Erdölen in Karbonaten am Beispiel der Lagerstätten im Oberen Perm des Territoriums der DDR. - *Z. angewandt. Geol.*, **30**: 214-218; Berlin.
- MÜNZBERGER, E., ROST, U. & WIRTH, J. (1966): Vergleichende Darstellung der Sedimentationsverhältnisse des Zechsteins von Thüringen mit denen des Nordostdeutschen Flachlandes. - *Ber. dt. Gesell. geol. Wiss.*, **A11 1/2**: 161-174; Berlin.
- MÜNZBERGER, E. & WIRTH, J. (1995): Ausbildung und Gliederung des Staßfurtkarbonats im Zentralen Germanischen Zechsteinbecken - Nordostdeutschland. - *Z. geol. Wiss.*, **23/3**: 349-366; Berlin.
- NEUMANN, A.C., GEBELEIN, C.D. & SCOFFIN, T.P. (1970): The composition, structure and erodability of subtidal mats, Abaco, Bahamas. - *J. Sed. Petrol.*, **40/1**: 274-297.

- NEUMANN, A.C & LAND, L.S. (1975): Lime mud deposition and calcareous algae in the Bight of Abaco, Bahamas: A budget. - *J. sediment. Petrol.*, **45**: 763-786; Tulsa.
- NEUMANN, A.C. & MCINTYRE, I. (1985): Reef response to sea-level rise: Keep-up, catch-up or give-up. - *Proceedings of the Fifth International Coral Reef Congress* **3**: 105-110.
- NEUNZERT, G., GAUPP, R. & LITTKER, R. (1996): Absenkungs- und Temperaturgeschichte paläozoischer und mesozoischer Formationen im Nordwestdeutschen Becken. - *Z.d. geol. Ges.*, **147**: 183-208.
- OCHSENIUS, C. (1877): Die Bildung der Steinsalzlager und ihrer Mutterlaugensalze. - 172S.; Halle (Pfeffer).
- ORTI CABO, F., PUEYO MUR J.J., GEISLER-CUSSEY D., & DULAU, N. (1984): Evaporitic sedimentation in the coastal salinas of Santa Pola (Alicanta, Spain). - *Rev. Inv. Geol.* **38/39**: 169-220.
- OSLEGER, D.A. (1991): Subtidal carbonate cycles: implication for allocyclic versus autocyclic controls. - *Geology* **19**: 917-920.
- OSLEGER, D.A. (1998): Sequence architecture and sea-level dynamics of the Upper Permian shelfal facies, Guadalupe mountains, Southern New Mexico. - *Journal of Sedimentary Research* **68/2**: 327-346.
- PARK, R.K. (1977): The preservation potential of some recent stromatolites. - *Sedimentology* **24**: 485-506.
- PAUL, J. (1980): Upper Permian algal stromatolite reefs, Harz Mountains (F.R. Germany). - In: Füchtbauer, H. & Peryt, T. (eds.): *The Zechstein basin with Emphasis on Carbonate Sequences. Contr. Sedimentol.*, **9**: 253-268.
- PAUL, J. (1982a): Types of stratification in the Kupferschiefer.- In: Einsele, G. & Seilacher, A. (eds): *Cyclic and Event Stratification.*, 476-481.
- PAUL, J. (1982b): Zur Rand- und Schwellenfazies des Kupferschiefers.- *Z. dt. Geol Ges.*, **133**: 571-605.
- PAUL, J. (1985): Stratigraphie und Fazies des südwestdeutschen Zechsteins. - *Geologisches Jahrbuch* **113**: 59-73.
- PAUL, J. (1986): Stratigraphy of the Lower Werra Cycle (Z1) in West Germany. In: Harwood, G.M& Smith,D.B. (eds.): *The English Zechstein and Related Topics. Geological Society Special Publication* **22**: 149-156.
- PAUL, J. (1987): Exkursion F. - Der Zechstein am Harzrand: Querprofil über eine permische Schwelle. - In: Kulick, J. & Paul, J. (eds.): *Zechstein 1987, Exkf. 2*: 193-276.
- PAUL, J. (1991): Zechstein carbonates - marine episodes of a hypersaline sea. - *Zentralblatt der Geologie und Paläontologie* **1/4**: 1029-1045; Stuttgart.

- PERYT, T.M. (1978): Sedimentology and paleoecology of the Zechstein Limestone (Upper Permian) in the Fore-Sudetic area (Western Poland). - *Sediment. Geol.*, **20**: 217-243; Amsterdam.
- PERYT, T.M. (1981): The origin of Zechstein dolomites.- *Przegl. Geol.*, **29**: 497-501, Warszawa.
- PERYT, T.M. (1986a): Chronostratigraphical and lithostratigraphical correlations of the Zechstein Limestone in Central Europe. - In: Harwood, G.M. & Smith, D.B. (eds.): *The English Zechstein and Related Topics.*, Geol. Soc., Spec. Publ., **22**: 203-209.
- PERYT, T.M. (1986b): The Zechstein (Upper Permian) Main Dolomite deposits of the Leba Elevation, Northern Poland: Facies and depositional history. - *Facies* **14**: 151-200; Erlangen.
- PERYT, T.M. (1989): Basal Zechstein in SW Poland: sedimentation, diagenesis, and gas accumulations. - In: Boyle, R.W., Brown, A.C., Jefferson, C.W., Jowett, E.C. & Kirkham, R.V. (eds.): *Sediment-hosted Stratiform Copper Deposits.* - Geol. Assoc. Can., Spec. Publ., **36**: 601-625.
- PERYT, T.M. (1991): Lower and Upper Werra Anhydrite in the Leba elevation area (northern Poland): Lithofacies and paleogeography. - *Zbl. Geol. Paläont. Teil 1/4*: 1189-1200.
- PERYT, T.M. (1994): The anatomy of a sulfate platform and adjacent basin system in the Leba subbasin of the Lower Werra Anhydrite (Zechstein, Upper Permian), northern Poland. - *Sedimentology* **41**: 83-113.
- PERYT, T.M. & ANTONOWICZ, L. (1990): Facje i paleogeografia cechsztyńskiego anhydrytu dolnego (A1d) Wpolsce. - *Przegl. Geol.*, **38**: 173-180.
- PERYT, T.M. & DYJACZYNSKI, K. (1991): An isolated carbonate bank in the Zechstein Main Dolomite Basin, western Poland. - *Journal of Petroleum Geology* **14**: 445-458.
- PERYT, T.M. ORTI, F. & ROSELL, L. (1993): Sulfat platform-basin transition of the Lower Werra Anhydrite (Zechstein, Upper Permian), western Poland. - *Journal of Sedimentary Petrology* **63**: 646-658.
- PERYT, T.M. & PERYT, D. (1977): Zechstein foraminifera from the Fore-sudetic monokline area (West-Poland) and their paleoecology. - *Rocz. Pol. Tow. Geol. (Ann. Soc. Geol. Pologne)*, **47**: 301-326; Warszawa, Krakow.
- PICKERING, K.T., STOW, D., WATSON, M. & HISCOTT, R. (1986): Deep-water facies, processes and models: A review and classification scheme for modern and ancient sediments. - *Earth-Science Reviews* **23**: 75-174.
- PICKERING, K.T., HISCOTT, R.N. & HEIN, F.J. (1989): *Deep marine environments.* 416S, London.

- PIERCE, J.W. (1976): Suspended sediment transport at the shelf break and over the outer margin.- In: Stanley, D.J. & Swift, D.J.P. (eds.): Marine sediment transport and environmental management, 437-458.
- PIPER, D.J.W. & STOW, S.A.V. (1991): Fine-grained turbidites. - In: Einsele, G., Ricken, W. & Seilacher, A. (eds.): Cycles and Events in Stratigraphy, 360-376.
- PISIAS, N.G. & IMBRIE, J. (1986): Orbital geometry, CO₂, and Pleistocene climate. - *Oceanus* **29**: 43-49.
- PISKE, J. & SCHRETZENMAYR, S. (1984): Sedimentationszyklen im Staßfurtkarbonat und ihre Modifikation durch azyklische Vorgänge. - *Zeitschrift der geologischen Wissenschaften* **12**: 83-100; Berlin.
- PITMAN, W.C. (1978): Relationship between eustasy and stratigraphic sequences of passive margins. - *Geol. Soc. Am. Bull.*, **89**: 1389-1403.
- PITMAN, W.C. & GOLOVCHENKO, X. (1983): The effect of sea-level change on the shelfedge and slope of passive margin. - In: Stanley, D.J. & Moore, G.T. (eds.): The shelf break: critical interface on continental margins. - *SEPM, Sp. Publ.*, **33**: 41-58.
- PLAYFORD, P.E. & COCKBAIN, A.E. (1976): Modern algal stromatolites at Hamelin Pool, a hypersaline barred basin in Shark Bay, Western Australia. - In: Walter, M.R. (ed.): *Stromatolites. - Development in Sedimentology* **20**: 389-421.
- PLEIN, E. (1993): Bemerkungen zum Ablauf der Paläogeographischen Entwicklung im Stefan und Rotliegenden des Nordeutschen Beckens. - *Geol. Jahrb.*, **A131**: 99-116.
- PLEIN, E. (1995): Nordeutsches Rotliegendbecken. - *Rotliegend-Monographie Teil 2. Courier Forsch. Inst. Senckenber.*, **183**: 193pp.
- POSAMENTIER, H.W., JERVEY, M.T. & VAIL, P.R. (1988): Eustatic controls on clastic deposition 1 - conceptual framework. In: Wigus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., Van Wagoner, J.C. (eds.): *Sea level changes: An integrated approach. - Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Mineral.*, **42**: 109-124.
- POPRAWA, P. (1997): Late Permian to Tertiary dynamics of the Polish Trough. - *Terra Nostra*, **97/11**: 104-109.
- PÖHLIG, CH. (1986): Sedimentologie des Zechsteinkalkes und des Werraanhydrites (Zechstein 1) in Südost Niedersachsen. - *Göttinger Arbeit. Geol. Paläontol.*, **30**: 99pp.
- PRATT, B.R. & JAMES, N.P. (1986): The St. Georg Group (Lower Ordovician) of Western Newfoundland: tidal flat island model for carbonate sedimentation in shallow epeiric seas. - *Sedimentology* **33**: 313-343.
- PRATT, B.R., JAMES, N.P. & COWAN, C.A. (1992): Peritidal carbonates. - In: Walker, R.G. & James, N.P. (eds.): *Facies Models - Response to sea level changes.* 303-322.

- PURSER, B.H. (1973b): The Persian Gulf: Holocene Carbonate Sedimentation and Diagenesis in a Shallow Epicontinental Sea, 471S. Springer-Verlag, Berlin.
- PURSER, B.H. & EVANS, G. (1973): Regional sedimentation along the Trucial Coast, SE Persian Gulf. - In: Purser, B.H. (ed.): The Persian Gulf. 211-213.
- QUESTER, H. (1964): Petrographie des ergashöffigen Algendolomits im Zechstein 2 zwischen Weser und Ems. - Z. dt. geol. Ges., **114**: 462-483; Hannover.
- RASCH, H. J. & ZAGORA, K. (1992): Paläostrukturen im basalen Zechstein des westlichen Nordostmecklenburg. - Z. geol. Wiss., **21**: 303-317; Berlin.
- RASCH, H.J., ZAGORA, K., SCHLASS, H., MÜNZBERGER, E. & BEER, H. (1993): Zur Geologie und Kohlenwasserstoff-Führung der regionalen Karbonat-Barrenzone des Staßfurtkarbonats in Mecklenburg-Vorpommern. - Geol. Jb., **A131**: 305-329; Hannover.
- READ, J.F. (1985): Carbonate platform facies models. - Bull. americ. Assoc. Petroleum Geologists, **69**: 1-21; Tulsa.
- READ, J. F. (1995): Overview of carbonate platform sequences, cyclic stratigraphy and reservoirs in greenhouse and isehouse worlds. - In: READ, J. F., KERANS, C., WEBER, L. J., SARG, J. F. & WRIGHT, F. M. (eds.): Milankovitch Sea-level changes, Cycles, and Reservoirs on carbonate platforms in greenhouse and isehouse worlds. - SEPM, Short Course 35, 1-102S.
- READ, J.F., GROTZINGER, J.P., BOVA, J.A. & KOERSCHNER, W.E. (1986): Models for generation of carbonate cycles. - Geology **14**: 107-110.
- REINECK, H.E. & SINGH, I.B. (1980): Depositional sedimentary enviroments (2nd ed.). 549S.
- RICCI LUCCHI, F. (1975): Depositional cycles in turbidite formations of northern Appenines (Italy). - Journal of Sedimentary Petrology **45/1**: 3-43.
- RICCI-LUCCHI, F. & VALMORI, E. (1980): Basin-wide turbidites in a Miocene, oversupplied deep-sea plain: a geometrical analyses. - Sedimentology **27**: 241-270.
- RICHTER-BERNBURG, G. (1955a): Über saline Sedimentationen. - Z. dt. Geol. Ges., **105**: 593-645; Hannover.
- RICHTER-BERNBURG, G. (1955b): Stratigraphische Gliederung des deutschen Zechstein. - Z. dt. geol. Ges., **105**: 843-854; Hannover
- RICHTER-BERNBURG, G. (1959): Zur Paläogeographie des Zechstein. - I Giacimenti Gassiferi dell' Europa Occidentale, Atti del Convegno di Milano **1**: 87-99; Rom.
- RICHTER-BERNBURG, G. (1982): Stratogenese des Zechsteinkalkes am Westharz. - Z. dt. Geol. Ges., **133**: 381-401.

- RICHTER-BERNBURG, G. (1985): Zechstein-Anhydrite-Fazies und Genese. - Geolog. Jahrb., Reihe A, **85**: 82pp.
- RICHTER-BERNBURG, G. (1986): Zechstein 1 und 2 anhydrites: facts and problems of sedimentation. - In: Harwood, G.M. & Smith, D.B. (eds.): The English Zechstein and Related Topics.-Geol.Soc., Spec. Publ., **22**: 157-163.
- RICHTER, D.K. & FÜCHTBAUER, H. (1981). Merkmale und Genese von Brekzien und ihre Bedeutung im Mesozoikum von Hydra (Griechenland). - Z. dt. Geol. Ges.; **132**: 451-501.
- ROEHL, E. (1963): Zur Fazies, Petrographie und Lithologie der Zechstein 2 Karbonate in der nördlichen Hessischen Senke.- Inaug.- Diss. Christian -Albrechts-Univ. Kiel, 1-118; Kiel.
- ROSS, C.A. & ROSS, J.R.P. (1988): Late Paleozoic transgressive-regressive deposition. - In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., Van Wagoner, J.C.(eds): Sea level Changes: an integrated approach. - Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Mineral., **42**: 227-247.
- ROSS, C.A. & ROSS, J.R.P. (1995): Permian Sequence Stratigraphy. - In: Scholle, P.A., Peryt, T.M. & Ulmer-Scholle, D.S. (eds.): The Permian of Northern Pangea, Volume **1**: 98-123.
- ROST, U. (1975): Beziehungen zwischen den tektonischen und paläogeographischen Bedingungen und lithofaziellen Verhältnissen im Werra- und Staßfurtkarbonat Thüringens. - Z. angew. Geol., **10**: 462-467; Berlin.
- SANNEMANN, D., ZIMDARS, J. & PLEIN, E. (1978): Der basale Zechstein (A2-T1) zwischen Weser und Ems. - Z. dt. geol. Ges., **129**: 33-69; Hannover.
- SARG, J.F. (1977): Sedimentology of the carbonate-evaporite facies transition of the Seven River Formation (Guadalupian, Permian) in southeast New Mexico. - In: Upper Guadalupian Facies, Permian Reef Complex Guadalupe Mountains, New Mexico and West Texas: Field Conference Guidebook, SEPM, Permian Basin Section, **77-16**: 451-478.
- SARG, J.F. (1988): Carbonate sequence stratigraphy.- In: Wilgus, C.K., Hastings, B.S., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., Van Wagoner, J.C. (eds.): Sea level changes: An integrated approach. - Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Mineral., **42**: 155-181.
- SARG, J.F. (1989): Middle-Late Permian depositional sequences, Permian basin, west Texas and southeastern New Mexico. - In: Bally, A.W. (ed.): Atlas of seismic stratigraphy. AAPG Studies in Geology **27/3**: 140-154.
- SATTERLEY, A. K. (1996): Cyclic carbonate sedimentation in the Upper Triassic Dachstein Limestone, Austria: The role of pattern of sediment supply and tectonics in a platform-reef-basin System. - Journal of Sedimentary Research **66**: 307-323.
- SCHLAGER, W. (1992): Sedimentology and sequence stratigraphy of reefs and carbonate platforms, a short course. - Edu. Course Note Ser., AAPG Pet. Geol. **34**: 71S.

- SCHLAGER, W. & CHERMAK, A. (1979): Sediment facies of platform-basin transition, Tongue of Ocean, Bahamas. - In: Doyle, L.J. & Pilkey, O.H. (eds.): *Geology of Continental Slopes*. - SEPM, Spec. Publ., **27**: 193-208; Tulsa.
- SCHLAGER, W. & BOLZ, H. (1977): Clastic accumulation of sulphate evaporites in deep water. - *J. sediment. Petrol.*, **47**: 600-609; Tulsa.
- SCHLAGER, W., REIJMER, J.J.G. & DROXLER, A. (1994): Highstand shedding of carbonate platforms. - *Journal of Sedimentary Research* **B64**: 270-281.
- SCHLAGER, W. & JAMES, N.P. (1978): Low magnesian calcite limestones forming at the deep-sea floor, Tongue of the Ocean, Bahamas. - *Sedimentology* **25**: 675-702; Oxford, London, Edinburgh, Boston, Melbourne.
- SCHMALZ, R.E. (1969): Deep water Evaporite deposition: A genetic model. - *Amer. Assoc. Geol., Bull.* **53/4**: 798-823.
- SCHOLLE, P.A., ARTHUR, M.A. & EKDALE, A.A. (1983): Pelagic environment. - In: Scholle, P.A., Bebout, D.G. & Moore, C.H. (eds.): *Carbonate depositional environment*. - *Mem. americ. Assoc. Petroleum Geologists*, **33**: 620-691.
- SCHOLLE, P. A. & KINSMAN, D. J. J. (1974): Aragonitic and high Mg-calcite caliche from the Persian Gulf - a modern analog from the Permian of Texas and New Mexico. - *J. Sed. Petrol.*, **44**: 904-916; Tulsa.
- SCHOLLE, P.A., STEMMERIK, L., ULMER-SCHOLLE, D., DI LIEGRO, G. & HENK, F.H. (1993): Palaeokarst-influenced depositional and diagenetic patterns in Upper Permian carbonates and evaporites, Karstryggen area, central East Greenland. - *Sedimentology* **40**: 895-918.
- SCHREIBER, B.C. (1986): Arid shorelines and evaporites. - In: Reading, H.G. (ed.): *Sedimentary environments and Facies*, 2nd ed., 186-228.
- SCHREIBER, B.C. (1988): Subaqueous evaporite deposition. - In: Schreiber, B.C. (ed.): *Evaporite and Hydrocarbons*, 182-225.
- SCHREIBER, B.C. & HSÜ, K.J. (1980): Evaporites. - In: *Dev. Pet. Geol.* **2**: 87-138.
- SCHREIBER, B.C., FRIEDMAN, G.M., DECIMA, A. & SCHREIBER, E. (1978): Depositional environments of Upper Miocene (Messinian) evaporite deposits of the Sicilian Basin. - *Sedimentology* **23**: 729-760.
- SCHREIBER, B.C., TUCKER, M.E. & TILL, R. (1986): Arid shorelines and evaporites. - In: READING, H.G. (ed.): *Sedimentary Environments and Facies*: 189-228; Blackwell, Oxford.
- SCHRETZENMAYR, S. (1981): Remanente Mobilität des Schollenbaus junger Tafeldeckgebiete am Beispiel der Norddeutsch-Polnischen Senke. - *Z. geol. Wiss.*, **9**: 1361-1377.

- SCHRETZENMAYR, S. (1983): Dynamik und Kinematik des Schollenbaus im Fundament und die tektonischen Gesetzmäßigkeiten der räumlichen Verteilung von Paläo-KW Lagerstätten im Ca2 der Norddeutsch-Polnische Senke im Gebiet der DDR. - Diss. Bergakademie Freiberg: 150S.
- SCHWAB, G., SOELLIG, A. & TESCHKE, H.J. (1980): Zur Entwicklung der Spannungsverteilung im Tafeldeckgebirge der mitteleuropäischen Senke. *Z. geol Wiss.*, **8**: 315-332.
- SEIDEL, G. (1961): Zur Stratigraphie des Zechsteins und des Buntsandsteins im Südharzkalirevier (Thüringer Becken). - *Geologie* **10**: 952-972; Berlin.
- SEIDEL, G. (1965): Zur geologischen Entwicklungsgeschichte des Thüringer Beckens.- *Geologie, Beih.*, **50**: 1-115; Berlin.
- SEIDEL, G. (1974): Zechstein. - In: Hoppe, W. & Seidel, G. (eds.): *Geologie von Thüringen*: 516-533; Gotha/Leipzig.
- SEPOWSKI, J. J. Jr. (1982): Flat pebble conglomerates, storm deposits and the Cambrium bottom fauna. - In: Einsele, G. & Seilacher, A. (eds.): *Cyclic and Event Stratification*. 371-385.
- SHANMUGAM, G. (1980): Rhythms in deep sea, fine grained turbidite and debris flow sequences, Middle Ordovician, eastern Tennessee. - *Sedimentology* **27**: 419-432.
- SHINN, E.A. (1983a): Tidal flat.- In: Scholle, P.A., Bebout, D.G., Moore, C.H. (eds.): *Carbonate depositional environments*. - *Mem. americ. Assoc. Petroleum Geologists*, **33**: 171-210; Tulsa.
- SHINN, E.A. (1983b): Birdseyes, fenestrae, shrinkage pores and Loferites: a reevaluation. - *J. Sed. Petrol.*, **53/2**: 619-628.
- SHINN, E.A., LLOYD, R.M. & GINSBURG, R.N. (1969): Anatomy of modern carbonate tidal flat, San Andros, Bahamas. - *Journal of Sedimentary Petrology* **39**: 1202-1228.
- SHUKLA, V. (1988): Sedimentology and geochemistry of a regional dolostone: correlation of trace elements with dolomite fabrics.- In: Shukla, V & Baker, P.A. (eds.): *Sedimentology and geochemistry of dolostones*. - *SEPM, Sp. Publ.*, **43**: 145-160.
- SMITH, D.B. (1970): The paleogeography of the English Zechstein. - In: Rau, J.L. & Dellwig, L.F. (eds): *Third symposium on salt*.-*Geol Soc. Northern Ohio*, **1**: 20-23.
- SMITH, D.B. (1979): Rapid marine transgressions and regressions of the Upper Permian Zechstein sea. - *Journal of the Geological Society (London)* **136**: 155-156.
- SMITH, D.B. (1980): The evolution of the Zechstein basin. - In: Füchtbauer, H. & Peryt, T.M. (Eds.): *The Zechstein basin with emphasis on carbonate sequences*. - *Contributions to Sedimentology* **9**: 7-34.

- SMITH, D. B. (1981): The evolution of the English Zechstein Basin. - Proc. intern. Symp. Central. European Permian, Jablonna, 1978: 9-47; Warszawa.
- STOW, D.A.V. (1984b): Turbidite facies, associations and sequences in the southeastern Angola basin. - In: Hay, W.W. & Sibuet, J.C. (eds.): Init. Rept. DSDP 75: 785-799.
- STOW, D.A.V. & SHANMUGAM, G. (1980): Sequences and structures in fine-grained turbidites: Comparisons of recent deep-sea and ancient flysch sediments.- *Sedimentary Geology* **25**: 23-42.
- STRASSER, A. (1988): Shallowing-upward sequences in Purbeckian peritidal carbonates (lowermost Cretaceous, Swiss and French Jura Mountains). - *Sedimentology* **35**: 369-383.
- STROHMENGER, C., ANTONINI, M., JÄGER, G., ROCKENBAUCH, K., STRAUSS, C. (1996): Zechstein 2 Carbonate reservoir facies distribution in relation to Zechstein Sequenzstratigraphy (Upper Permian, NW Germany): An integrated approach. - *Bull. Centres Rech. Explor. - Prod. Elf Aquitaine*, **20** (1): 1-35.
- STROHMENGER, C. & STRAUSS, C. (1996): Sedimentology and palynofacies of the Zechstein 2 carbonate (Upper Permian, NW Germany): implication for sequence subdivision. *Sedimentary Geology* **102**: 55-77.
- STROHMENGER, C., VOIGT, E. & ZIMDARS, J. (1992): Cyclic development of Zechstein 2 carbonate: Role of eustasy and antecedent topography (Upper Permian, NE Germany). - *Profil* 1: 47-48; Stuttgart.
- STROHMENGER, C., VOIGT, E. & ZIMDARS, J. (1993c): Einfluß von Eustasie und Paläorelief auf die sedimentologische und diagenetische Entwicklung der Zechstein 2 Karbonate (Oberes Perm, NE Deutschland). - *Erdöl Erdgas Kohle*, **106**: 445-450.
- SUBKOMMISSION PERM-TRIAS (1993): Beschlüsse zur Festlegung der lithostratigraphischen Grenzen Zechstein/Buntsandstein/Muschelkalk und zur Neubennennung im Unteren Buntsandstein in der Bundesrepublik Deutschland. - *Nachrichten der Deutschen Geologischen Gesellschaft* **49**: 76-81.
- TAYLOR, J.C.M. (1980): Origin of the Werraanhydrit in the Southern North Sea - a reappraisal. - In: Füchtbauer, H. & Peryt, T.M. (eds.): The Zechstein basin with emphasis on carbonate sequences. - *Contributions to Sedimentology* **9**: 91-113.
- TUCKER, M.E. (1991): Sequence stratigraphy of carbonate-evaporite basins: models and application to the Upper Permian (Zechstein) of northeast England and adjoining North Sea. - *J. geol. Soc.*, **148**: 1019-1036; London.
- USTRITSKIY, V.I. (1973): Permian climate. - In: Logan, A. und Hills, L.V. (eds.): The Permian and Triassic systems and their mutual boundary. - *Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir* **2**: 733-744.
- VAI, G.B. & RICCI LUCCHI, F. (1977): Algal crusts, autochthonous and clastic gypsum in a cannibalistic evaporite basin: a case history from the Messinian of the Northern Apennines. - *Sedimentology* **24**: 211-244.

- VAIL, P.R., AUDEMARD, F., BOWMANN, S.A., EISNER, P.N. & PEREZ-CRUZ, C. (1991): The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology - an overview. - In: Einsele, G., Ricken, W., Seilacher, A. (eds.): Cycles and events in stratigraphy. - 617-659; New York.
- VAIL, P.R., COLIN, J.-P., JAN.DU-CHENRE, R., KUCHLY, J., MEDIAVILLA, F. & TRIFLIEFF, V. (1987): La stratigraphie sequentielle et son application aux correlations chronostratigraphiques dans le Jurassique du bassin de Paris. - Bull. Soc. Geol. France, **8(3)**: 1301-1321.
- VAIL, P.R., MITCHUM, JR., R.M., TODD, R.G., WIDMIER, J.M., THOMSON, S., SANGREE, J.B., BUBB, J.N. & HATLELID, W.G. (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level. - In: Payton, C.E. (ed.): Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration. - Mem. Amer. Assoc. Petroleum Geol., **26**: 49-212.
- VAIL, P.R. & TODD, R.G. (1981): North Sea Jurassic unconformities, chronostratigraphy, and sea-level changes from seismic stratigraphy.- In: Illing, L.V. & Hobson, G.D. (eds.): Proceedings, Petroleum geology of the continental shelf, Northwest Europe Conference, 216-235.
- VAN WAGONER, J.C., MITCHUM, R.M., POSAMENTIER, H.W. & VAIL, P.R. (1987): Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy. Part 2: key definitions of sequence stratigraphy. - In: Bally, A.W. (ed.): Atlas of seismic stratigraphy 1. - Stud. Geol. Amer. Assoc. Petrol. Geol., **27**: 11-14.
- VAN WAGONER, J.C., POSAMENTIER, H.W., MITCHUM, R.M., VAIL, P.R., SARG, J.F., LOUITT, T.S. & HARDENBOL, J. (1988): An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. - In: Wilgus, C.K., Hastings, B.C., Kendall, C.G.St.C., Posamentier, H.W., Ross, C.A., Van Wagoner, J.C. (eds.): Sea level changes: an integrated approach. - Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Mineral., **42**: 39-45.
- VAN WEES, J.D., STEPHENSON, R.A., STOVBA, S.M., SHYMANOVSKI, S. (1996): Tectonic variation in the Dniepr-Donets Basin from automated modelling of backstripped subsidence curves. - Tectonophysics **268**: 257-280.
- VAN WEES, J.D., STEPHENSON, R.A., ZIEGLER, P.A., BAYER, U., MCCANN, T., DADLEZ, R., GAUPP, R., NARKIEWICZ, F., BITZER, F. & SCHECK, M. (1997): On the origin of the Southern Permian Basin of Central Europe. - Terra Nostra, **97/11**: 153-157.
- VEEVERS, J.J. & POWELL, C.M. (1987): Late Paleozoic glacial episodes in Gondwanaland reflected in transgressive-regressive depositional sequences in Euramerica. - Geol. Soc. Amer. Bull, **98**: 475-487.
- VISSCHER, H. (1971): The Permian and Triassic of Kingscourt outlier, Ireland - a palynological investigation related to regional stratigraphical problems in the Permian and Triassic of Western Europe. - Geological Survey of Ireland Special Paper **1**: 1-114.

- WALKER, R.G. (1975): Generalized facies models for resedimented conglomerates of turbidite association. - Bull. geol. Soc. America, **86**: 737-748; Boulder.
- WALKER, R.G. (1977): Deposition of upper Mesozoic resedimented conglomerates and associated turbidites in southwestern Oregon. - Geological Society of America, Bulletin **88**: 273-285.
- WALKER, R.G. (1978): Deep-water sandstone facies and ancient submarine fans: Models for exploration for stratigraphic traps. - AAPG, Bull. **62/6**: 932-966.
- WALKER, J.C.G. & ZAHNLE, K.J (1986): Lunar nodal tide and distance to the moon during the Precambrian. - Nature **320**: 600-602.
- WANLESS, H.R., TYRELL, K.M., TEDESCO, L.P & DRAVIS, J. (1988): Tidal flat sedimentation from Hurricane Kate, Caicos Platform, British West Indies. - Journal of Sedimentary Petrology **58**: 724-738.
- WARD, R.F., KENDALL, C.G.ST.C. & HARRIS, P.M. (1986). Upper Permian (Guadalupian) facies and their association with hydrocarbons, Permian Basin, West Texas and New Mexico. - AAPG Bull.; **70**: 239-262.
- WARREN, J.K. (1982): The hydrological setting, occurrence and significance of gypsum in late Quaternary salt lakes in South Australia. - Sedimentology **29**: 609-639.
- WARREN, J.K. & KENDALL, C.G.ST.C. (1985): Comparison of marine (subaerial) and saline (subaqueous) evaporites: ancient and modern. - AAPG Bull.; **69**: 1013-1023.
- WEST, I.M. (1975): Evaporites and associated sediments of the basal Purbeck formation (upper Triassic) of Dorset. - Proc. Geol. Ass., **86**: 205-253.
- WILSON, J.L. (1969): Microfacies and sedimentary structures in "deeper water" lime mudstones.- Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists, Spec. Publ., **14**: 4-19; Tulsa.
- WILBER, R.J., MILLIMAN, J.D. & HALLEY, R.B. (1990): Accumulation of bank-top sediment on the western slope of Grat Bahma Bank: rapid progradation of a carbonate megabank. - Geology **18**: 970-974.
- WILKINSON, B.R. (1982): Cyclic cratonic carbonates and Phanerozoic calcite seas. - Journal of Geological Education **30**: 189-203.
- WILSON, J.L. (1969): Microfacies and sedimentary structures in "deeper water" lime mudstones.- Soc. Econ. Paleontologists Mineralogists, Spec. Publ., **14**: 4-19; Tulsa.
- WILSON, J.L. & JORDAN, C. (1983): Middle shelf environment. - In: Scholle, P.A., Bebout, D.G. & Moore, C.H. (eds.): Carbonate depositional environments. 298-343.
- WOODS, P. J. & BROWN, R. G. (1975): Carbonate sedimentation in an arid zone tidal-flat, Nilemah Embayment, Shark Bay, Western Australia. - In: Ginsburg, R. N. (ed.): Tidal deposits.- Springer, 223-232; New York.

- WRIGHT, V. P. (1994): Paleosols in shallow marine carbonate sequences. - *Earth Science Reviews* **35**: 367-395.
- ZENGER, D.H. & DUNHAM, J.B. (1988): Dolomitization of Siluro-Devonian limestone in a deep Cor, SE Mexico. - In: Shukla, V & Baker, P.A. (eds.): *Sedimentology and geochemistry of dolostones*. SEPM, Sp. Publ., **43**: 161-173.
- ZIEGENHARDT, W. (1974): Charakter und Genese von Erdöl-/Erdgas-Kluftlagerstätten im Staßfurt-Karbonat (Zechstein 2). - *Z. angew. Geol.*, **20**: 532-540; Berlin.
- ZIEGENHARDT, W. (1975): Einige Aspekte zur Kohlenwasserstoff-Frühbildung in Karbonaten. - *Z. angew. Geol.*, **71**: 517-526; Berlin.
- ZIEGLER, P.A. (1975): Geologic evolution of the North Sea and its tectonic framework. - *AAPG Bull.*, **59**: 1073-1097.
- ZIEGLER, P.A. (1981): Evolution of sedimentary basins in North-West Europe. - In: Illing, L.V. & Hobson, G.D. (eds.): *Proceedings, Petroleum geology of the continental shelf*,
- ZIEGLER, P.A. (1990): *Geological atlas of Western and Central Europe*. - Shell Internationale Petroleum Maatschappij B.V., The Hague; 233pp.