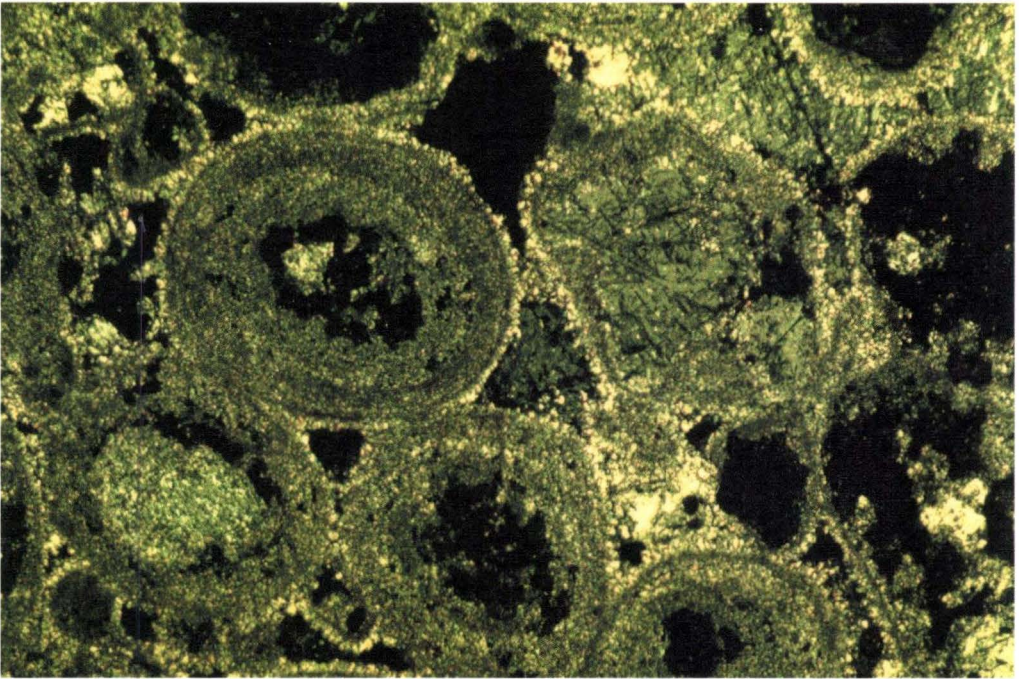




Geologische Abhandlungen Hessen, Band 109

Zechsteinkalk und Unterer Werra-Anhydrit (Zechstein 1) in Hessen: Fazies, Sequenz- stratigraphie und Diagenese



VON FRANK BECKER



Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie

Geologische Abhandlungen Hessen, Band 109: 231 Seiten, 42 Abb., 5 Tab., 10 Taf.; Wiesbaden 2002
ISBN 3-89531-811-6
ISSN 0341-4043

Zechsteinkalk und Unterer Werra-Anhydrit (Zechstein 1) in Hessen: Fazies, Sequenz- stratigraphie und Diagenese

von FRANK BECKER



Hessisches Landesamt
für Umwelt und Geologie

Schriftleitung
Dr. Roland E. Becker
Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie
Rheingaustraße 186, D-65203 Wiesbaden

Die Deutsche Bibliothek - CIP-Einheitsaufnahme

Becker, Frank:
Zechsteinkalk und Unterer Werra-Anhydrit (Zechstein 1) in Hessen : Fazies, Sequenzstratigraphie und Diagenese / von Frank Becker. HLOG, Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie. - Wiesbaden : HLOG, 2002
(Geologische Abhandlungen Hessen ; Bd. 109)
Zugl.: Heidelberg, Univ., Diss., 2000
ISBN 3-89531-811-6

Titelbild:
Ooid-Grainstone aus dem Zechsteinkalk mit calcitischem Blockzement in Lösungsporen, Dünnschliffaufnahme

Hinweis für Autoren
Manuskripte sind entsprechend den „Bonner Anweisungen“ abzufassen: Richtlinie für die Verfasser geowissenschaftlicher Veröffentlichungen. Ausgearbeitet von S. Horatschek und T. Schubert, 51 S.; Hannover 1998.
Zu beziehen durch E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung
(Nägele u. Obermiller), Johannesstraße 3A, D-70176 Stuttgart.

© Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie, Wiesbaden 2002
ISBN 3-89531-811-6
ISSN 0341-4043

Printed in Germany

Für den Inhalt der Arbeit ist der Autor allein verantwortlich.

Dieses Werk ist urheberrechtlich geschützt. Übersetzung, Nachdruck, Vervielfältigung auf fotomechanischem oder ähnlichem Wege sowie Speicherung in Datenverarbeitungsanlagen – auch auszugsweise – nur mit schriftlicher Genehmigung des Herausgebers.

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

Redaktion: Monika Retzlaff, Dr. Adalbert Schraft, Dagmar Tangermann
Herstellung: mww.druck und so GmbH
Greifstraße 6
D-65199 Wiesbaden

Herausgeber,
© und Vertrieb: Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie
Rheingaustraße 186, D-65203 Wiesbaden
Telefon: 06 11/70 10 34; e-mail: vertrieb@hlog.de
Telefax: 06 11/97 40 813

Zechsteinkalk und Unterer Werra-Anhydrit (Zechstein 1) in Hessen: Fazies, Sequenzstratigraphie und Diagenese**

Kurzfassung

Das Untersuchungsgebiet befindet sich südlich von Kassel und wird im Westen durch das Rheinische Schiefergebirge, im Süden durch den Spessart sowie im Osten durch die Grenze zwischen Hessen und Thüringen begrenzt. Im Zechstein lag dieser Bereich als ein evaporitisches Nebenbecken am südlichen Rand des Zechstein-Hauptbeckens. In der Sedimentabfolge des Zechstein 1 (Werra-Folge) wurden die lithostratigraphischen Einheiten Zechsteinkalk (Ca1) und Unterer Werra-Anhydrit (A1) in 69 Profilen (Bohrungen und Übertageaufschlüsse) bearbeitet. Mittels einer kombiniert lithofaziellen, zyκλο/sequenzstratigraphischen und diagenetischen Untersuchung konnte sowohl die Beckenentwicklung als auch die zeitliche Entwicklung der diagenetischen Vorgänge im basalen Zechstein 1 des hessischen Zechsteinbeckens geklärt werden.

Fazies – In den klastischen, karbonatischen und evaporitischen Sedimenten wurden insgesamt 26 Lithofazies-Typen unterschieden, die sich in 11 Faziesgruppen zusammenfassen lassen: F1: Klastisch dominierte Beckenfazies, F2: Subtidale Karbonatfazies, F3: Sub- bis intertidale (supratidale) Karbonatfazies, F4: Reef-Mound-Fazies, F5: Back-Reef-Fazies, F6: Barren- und Lagunen-Fazies, F7: Strand-Fazies, F8: Ooid-Shoal-Fazies, F9: Peritidale Fazies, F10: Salina- und Sabkha-Fazies, F11: Sulfatische Beckenfazies. Über die Verbreitung dieser Faziesgruppen lassen sich paläogeographisch vier regionale Ablagerungsräume differenzieren: (1) Spessart, (2) Frankenberg-Schlüchterner Senke, (3) zentrales Hessisches Becken (inklusive Werra-Becken) und (4)

Schiefergebirgsrand. An den randlichen Ablagerungsräumen des hessischen Zechsteinbeckens (Spessart, Schiefergebirgsrand) dominieren karbonatische Lithofaziestypen, die eine kleinräumige Faziesdifferenzierung erkennen lassen. Nördlich des Spessarts befand sich mit der Frankenberg-Schlüchterner-Senke ein klastisch beeinflusster Sedimentationsraum. Die Evaporite des A1 sind nur in den zentralen Bereichen des hessischen Zechsteinbeckens entwickelt. Der basale A1 ist dort durch peritidale Sedimentationsbedingungen charakterisiert und wurde anschließend zuerst im nördlichen, später auch im südlichen Teil durch eine zyklische Sedimentation in einem Salina-Sabkha-Environment abgelöst.

Zyklostratigraphie – In den Sedimenten des Zechstein 1 lassen sich siliziklastisch-karbonatische, karbonatische, karbonatisch-evaporitische und evaporitische Shallowing-upward Zyklen 4. Ordnung unterscheiden. Diese Zyklen 4. Ordnung bilden die Grundlage für eine beckenweite detaillierte Korrelation in der heterogenen Abfolge des Zechstein 1. Darüber hinaus wird eine Korrelation der evaporitischen Shallowing-upward Zyklen aus dem hessischen Nebenbecken mit aus der Literatur bekannten und hier neu interpretierten sedimentären Zyklen in Evaporiten des A1 aus dem Zechstein-Hauptbecken vorgeschlagen.

Sequenzstratigraphie – Die untersuchte Profilabfolge umfasst zwei vollständige Ablagerungssequenzen 3. Ordnung. Die Karbonate des Ca1 sind dem Highstand Systems Tract der Zechstein-Se-

* Dr. F. Becker, Kronenmattenstraße 7, D-79100 Freiburg.

** Als Dissertation an der Naturwissenschaftlich-Mathematischen Gesamtfakultät der Ruprecht-Karls-Universität Heidelberg am 13. 12. 2000 angenommen.

quenz-1 (ZS1) zuzuordnen. In den Karbonaten sind zwei Shallowing-upward Zyklen 4. Ordnung entwickelt, die als Parasequenzen interpretiert werden. Am Ende der ZS1 führte ein relativer Meeresspiegelabfall zur Exposition der beckenrandlichen Bereiche und zur Ausbildung einer Typ-1 Sequenzgrenze. Im Transgressive Systems Tract der Zechstein-Sequenz-2 (ZS2) sind bis zu vier Shallowing-upward Zyklen (= Parasequenzen 4. Ordnung) vorhanden, die in einem peritidalen und Salina-Sabkha-Environment entstanden. Die maximale Überflutung in der ZS2 wird durch bituminöse Karbonat-Anhydrit-Laminite angezeigt, deren Ausbildung im Wesentlichen auf das Werra-Becken beschränkt ist.

Beckenentwicklung – In den zentralen Bereichen des hessischen Zechsteinbeckens kam im Ca1 eine geringmächtige Abfolge von Flachwasserkarbonaten zur Ablagerung. Die größeren Mächtigkeiten des Ca1 in der Frankenberg-Schlüchterner Senke und am Schiefergebirgsrand lassen sich durch eine unterschiedliche Subsidenz erklären. Die anschließende Sulfatfällung (A1) im zentralen Hessischen Becken fand bei geringen Reliefunterschieden anfänglich unter Flachwasserbedingungen statt. Ein nahezu kontinuierlicher Zustrom vorkonzentrierter Lauge aus dem Zechstein-Hauptbecken in das hessische Nebenbecken im Transgressive Systems Tract der ZS2 ist dabei für die Schaffung des nötigen Akkommodationsraums während der weiteren zyklischen Evaporitsedimentation anzunehmen. Da die Sedimentationsraten von Evaporiten maßgeblich von der Wassertiefe bestimmt werden, beeinflussten geringfügige bathymetrische Unterschiede die Sulfatsedimentation dahingehend, dass sich im Werra-Becken bei etwas größeren Wassertiefen lediglich geringmächtige Sulfatablagerungen bildeten, während sich im zentralen Hessischen Becken bei günstigeren physiko-chemischen Bedingungen mächtigere Evaporitabfolgen aufbauten. Somit wurde die zuvor nur schwach ausgeprägte topographische Depression des Werra-Beckens aufgrund der unterschiedlich intensiven Sulfatsedimentation zunehmend verstärkt. Diese Struktur könnte als „Falle“ für absinkende, dichte Halitlaugen während der anschließenden Steinsalz-Präzipitation (Werra-Halit, Na1) gedient haben.

Oberflächen- und flache Versenkungsdiagenese

– Die primär abgelagerten Karbonate und Sulfate des Zechstein 1 wurden durch eine Vielzahl diagenetischer Prozesse modifiziert. Als Produkte einer oberflächennahen Diagenese treten radial-fibröse und granulare Calcit-Zemente sowie Zementkrusten mit Dripstone-Morphologie in den Karbonaten auf. Petrographisch, mittels Kathodolumineszenz, Spurenelementgehalten sowie über ihre Sauerstoff- und Kohlenstoff-Isotopenzusammensetzungen ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) können verschiedene Dolomit-Typen unterschieden werden. Eine erste Dolomitisierung der Z1-Karbonate lief in einem Sabkha-Environment ab und kann von einer Dolomitisierung differenziert werden, die in Verbindung mit der Evaporitfällung im A1 stand. Während der sich anschließenden flachen Versenkungsdiagenese wurde ein weiterer Dolomittyp gebildet.

Dedolomitisierung – Vier verschiedene calcitische Blockzemente können über ihre Lumineszenzen sowie ihre Kohlenstoff- und Sauerstoff-Isotopenzusammensetzungen ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) differenziert werden. Die Bildung dieser Zemente ist im Zusammenhang mit einer Dedolomitisierung der Z1 Karbonate zu sehen. In Abhängigkeit von der jeweiligen paläogeographischen Position und der sedimentären Entwicklung im hessischen Zechsteinbecken waren verschiedene Dedolomitisierungsmilieus vorhanden. An den randlichen Ablagerungsräumen kann eine Dedolomitisierung durch meteorische Lösungen bereits seit der Emersion der Karbonate gegen Ende der ZS1 als wahrscheinlich angenommen werden. In den zentralen Bereichen bewirkten vermutlich Ca-reiche Lösungen aus der Gips-Anhydrit-Transformation eine Dedolomitisierung. Die Gips-Dehydratation begann bereits unter oberflächennahen Diagenesebedingungen bei hohen NaCl-Konzentrationen der Porenlösungen, die auch zur Ausfällung primärer Anhydrit-Zemente führten. Im Übergangsbereich vom zentralen Hessischen Becken zum Schiefergebirgsrand wird eine Dedolomitisierung durch die Mischung dieser beiden Fluidsysteme in Betracht gezogen.

Tiefe Versenkungsdiagenese – Satteldolomit, späte Anhydrit-Zemente sowie Calcit-Zemente in Klüften und an Stylolithen wurden während der tiefen Versenkungsdiagenese gebildet.

Telodiagenese – Während der Heraushebung der Zechsteinabfolge kam es zur Hydratation der Anhydrite (Vergipsung) durch absinkende meteorische Lösungen. Weiterhin erfolgte in offenen Poren der Z1-Karbonate (Lösungsporen, Klüfte) eine direkte Gipszementation aus CaSO_4 -gesättigten Lösungen.

Abstract

The investigated area is located south of the city of Kassel and is bound by the Rhenish Massif to the west, the Spessart mountains to the south and the border between Hesse and Thuringia to the east. During the Zechstein this region was an evaporite basin situated at the southern margin of the Southern Permian Zechstein Basin. In sixty-nine profiles (core and outcrop data) Zechstein 1 carbonates and evaporites were examined in detail covering the lithostratigraphic units Zechstein-Limestone (Ca1) and Lower Werra-Anhydrite (A1). Based on a combined facies, cyclo-/sequence stratigraphic and diagenetic study the basin evolution and the diagenetic history of the Zechstein 1 sedimentary succession in the Hessian Zechstein basin was reconstructed.

Facies analysis – Twenty-six different types of lithofacies were identified and combined into eleven facies groups: F1: clastic dominated basin facies, F2: subtidal carbonate facies, F3: sub- to intertidal (supratidal) carbonate facies, F4: reef-mound facies, F5: back-reef facies, F6: coastal bar and lagoonal facies, F7: beach facies, F8: ooid-shoal facies, F9: peritidal facies, F10: salina and sabkha facies, F11: sulphate basin facies. Four different paleogeographic depositional areas were characterized based on the regional distribution of these facies groups: (1) Spessart, (2) Frankenberg-Schlüchtern depression, (3) central Hessian basin (including the rocksalt-bearing Werra subbasin) and (4) eastern margin of the Rhenish Massif. At the marginal areas of the Hessian Zechstein basin (Spessart, eastern margin of the Rhenish Massif) carbonate lithofacies types dominate, locally showing a heterogeneous distribution of facies groups. North of the Spessart a clastic-carbonate succession developed in a separate subbasin (Frankenberg-Schlüchtern depression). The evaporites of the Lower Werra-Anhydrite were only gener-

Schlüsselworte:

Zechstein, Hessen, Karbonate, Evaporite, Fazies, Zyklostratigraphie, Sequenzstratigraphie, Diagenese, Dolomitisierung, Dedolomitisierung.

ated in the central parts of the Hessian Zechstein basin. Evaporite sedimentation started under peritidal conditions there. During the ongoing evaporite deposition cyclic sedimentation was established in a salina and sabkha environment first in the northern and later in the southern parts of the Hessian Zechstein basin.

Cyclostratigraphy – Siliciclastic-carbonate, carbonate, carbonate-evaporite and evaporite shallowing-upward cycles (fourth-order) are developed within Zechstein 1 sediments. On the basis of these fourth-order cycles, a basinwide detailed correlation within the heterogeneous succession of Zechstein 1 sediments is possible. Furthermore, a correlation of evaporite shallowing-upward cycles in the marginal Zechstein basin of Hesse with reinterpreted sedimentary cycles from A1 evaporites of the Southern Permian Zechstein basin, as described in the literature, is suggested.

Sequence stratigraphy – Two third-order depositional sequences are recognized within the investigated stratigraphic interval. Ca1 carbonates are thought to represent highstand systems tract deposits of Zechstein sequence 1 (ZS1). Within the carbonates two fourth-order shallowing-upward cycles are developed and interpreted as parasequences. At the end of ZS1 a relative fall in sea level led to the exposure of the carbonates at the marginal parts of the Hessian Zechstein basin, resulting in the formation of a type-1 sequence boundary. Up to four shallowing-upward cycles (= fourth-order parasequences) were formed in a shallow water peritidal and salina-sabkha environment (A1) in the central parts of the Hessian basin during the transgressive systems tract of Zechstein sequence 2 (ZS2). Finally, laminated bituminous sulphates and carbonates were deposited predominantly in the Werra

subbasin in slightly deeper water and are interpreted to mark the maximum flooding in the area.

Basin evolution – In the central parts of the Hessian Zechstein basin only a thin succession of shallow-water carbonates was deposited (Ca1). The much thicker successions of Ca1 carbonates in the Frankenberg-Schlüchtern depression and at the eastern margin of the Rhenish Massif are mainly attributed to a different subsidence. Sulphate sedimentation (A1) started under shallow-water peritidal conditions which existed nearly throughout the central parts of the Hessian Zechstein basin. During the transgressive systems tract of ZS2 a continuous inflow of pre-concentrated brines from the Southern Permian Zechstein Basin into the marginal basin in Hesse is assumed which created the accommodation space necessary for the ongoing cyclic sulphate sedimentation. Since water depth mainly controls sulphate precipitation, a thick sulphate succession developed under optimal physico-chemical conditions in the shallow waters of the central parts of the Hessian basin, whereas only a minor sulphate accumulation took place in the slightly deeper waters of the Werra subbasin. Hence, different sulphate sedimentation rates during times of increased accommodation caused the intensification of the formerly minor topographic structure of the Werra subbasin. In the initial phase of the succeeding rock salt formation (Werra-Halite, Na1) this structure may have acted as a trap for dense halite brines.

Surface and shallow burial diagenesis – Zechstein 1 carbonates and sulphates were modified by various diagenetic processes. Radial-fibrous calcite, granular calcite cements and calcite crusts with dripstone-morphology are related to surface diagenesis. Different types of dolomite can be distinguished by petrography, cathodoluminescence, trace elements and carbon and oxygen isotope data ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$). The first dolomitization of Z1 carbonates took place in a sabkha environ-

ment. A second dolomitization shows a strong relationship to the deposition of the Ca-sulphates of the Lower Werra-Anhydrite. A third type of dolomite was formed during shallow burial diagenesis.

Dedolomitization – Four different types of blocky calcite cements can be distinguished by cathodoluminescence and carbon and oxygen isotope data ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$). The precipitation of these calcite cements is related to a dedolomitization process affecting the Z1 carbonates. Dependent on the respective paleogeographic position and the sedimentary evolution within the Hessian Zechstein basin, different environments for dedolomitization existed. At the margins of the basin dedolomitization by meteoric fluids might have occurred since the exposure of the carbonates at the end of ZS1. In the central parts of the basin dedolomitization probably resulted from Ca-rich fluids generated during the anhydrite-after-gypsum transformation. It can be assumed that dehydration of gypsum started early under shallow burial conditions because of high NaCl concentrations in the pore fluids which allowed primary anhydrite cements to form. In a transitional zone between the central basin and the marginal area close to the Rhenish Massif, the mixing of these two fluid systems is suggested to have been responsible for dedolomitization.

Deep burial diagenesis – Saddle dolomite, late anhydrite and calcite cements in veins and close to stylolites formed during deep burial diagenesis.

Telodiagenesis – During uplift of the succession meteoric fluids caused the hydration of Zechstein 1 anhydrites. Within open pores of Z1 carbonates (molds, vugs, veins) a direct precipitation of gypsum cements from CaSO_4 -saturated fluids took place.

Key Words:

Zechstein, Hesse, carbonates, evaporites, facies, cyclostratigraphy, sequence stratigraphy, diagenesis, dolomitization, dedolomitization.

Inhaltsverzeichnis

| | |
|--|----|
| 1. Einleitung | 10 |
| 1.1 Zielsetzung | 10 |
| 1.2 Geologischer Rahmen | 11 |
| 1.3 Lage des Untersuchungsgebietes | 13 |
| 1.4 Stratigraphische Gliederung des Zechsteins | 15 |
| 1.5 Ältere Arbeiten | 17 |
| 2. Untersuchungsmethoden | 18 |
| 2.1 Profilaufnahme | 18 |
| 2.2 Klassifikationen | 19 |
| 2.3 Durchlichtmikroskopie | 19 |
| 2.4 Kathodolumineszenz | 19 |
| 2.5 Stabile Sauerstoff- und Kohlenstoff-Isotope | 20 |
| 2.6 ICP | 20 |
| 2.7 Röntgendiffraktometrie | 20 |
| 3. Lithofazies | 21 |
| 3.1 Lithofazies im Liegenden des Zechsteinkalks | 21 |
| 3.1.1 Cornberger Sandstein (roCO) | 21 |
| 3.1.2 Zechsteinkonglomerat (C1) | 22 |
| 3.1.3 Werra-Sandstein (S1) | 23 |
| 3.1.4 Productus-Kalk (T1Ca) | 23 |
| 3.1.5 Kupferschiefer (T1) | 24 |
| 3.2 Lithofazies im Zechsteinkalk (Ca1) und Unteren Werra-Anhydrit (A1) | 25 |
| 3.2.1 Bemerkungen zur Lithofazies und Lithostratigraphie | 25 |
| 3.2.2 Komponenten | 27 |
| 3.2.3 Lithofazies-Typen und Faziesgruppen des Zechsteinkalks (Ca1) | 32 |
| 3.2.3.1 Klastisch dominierte Beckenfazies | 32 |
| LF1 Silt- und Mergelsteine | 32 |
| LF2 Tonsteine | 34 |
| LF3 Biodeitritische Kalkmergelsteine | 34 |
| LF4 Siltige, bioturbate Mudstones | 36 |
| 3.2.3.2 Subtidale Karbonatfazies | 36 |
| LF5 Feingeschichtete Mudstones | 36 |
| LF6 Homogene Mudstones | 37 |
| LF7 Poröse Mudstones mit Evaporitkristallen | 37 |
| 3.2.3.3 Sub- bis intertidale (supratidale) Karbonatfazies | 39 |
| LF8 Onkoid-Wackestones | 39 |
| LF9 Pisoid-Packstones | 40 |
| 3.2.3.4 Reef-Mound-Fazies | 41 |
| LF10 Bioklastische Mud-/Wackestones | 41 |
| LF11 Boundstones | 42 |
| 3.2.3.5 Back-Reef-Fazies | 45 |
| LF12 Onkoid-Ooid-Bioklasten-Packstones | 45 |
| LF13 Algenlaminierte Wacke-/Pack-/Grainstones | 46 |
| 3.2.3.6 Barren- und Lagunen-Fazies | 46 |
| LF14 Feinsandige Siltsteine | 46 |

| | |
|---|-----------|
| LF15 Feingeschichtete Siltsteine | 47 |
| LF16 Peloid-Pack-/Grainstones | 47 |
| 3.2.3.7 Strand-Fazies | 48 |
| LF17 Konglomerat–Siltstein–Wechselfolge | 48 |
| LF18 Konglomerat–Peloid-Pack-/Grainstone–Wechselfolge | 48 |
| 3.2.3.8 Ooid-Shoal-Fazies | 49 |
| LF19 Ooid-Grainstones | 49 |
| 3.2.4 Lithofazies-Typen und Faziesgruppen des Unteren Werra-Anhydrits (A1) | 50 |
| 3.2.4.1 Peritidale Fazies | 50 |
| LF20 Mikrobielle Bindstones (Stromatolithe) | 50 |
| LF21 Laminite mit Evaporitkristallen | 51 |
| LF22 Knollige Anhydrite (Chickenwire-Anhydrite) | 53 |
| 3.2.4.2 Salina- und Sabkha-Fazies | 54 |
| LF23 Vertikal gelängte Anhydrite (Selenite) | 54 |
| LF24 Mosaikartige Anhydrite (Flaseranhydrite) | 54 |
| LF25 Massige und verformte Anhydrite/Gipse | 55 |
| 3.2.4.3 Sulfatische Beckenfazies | 56 |
| LF26 Bituminöse Karbonat-Anhydrit-Laminite (Linienanhydrite) | 56 |
| 3.2.5 Faziesgruppen – Zusammenfassung | 58 |
| 3.3 Lithofazies im Hangenden des Unteren Werra-Anhydrits | 61 |
| 3.3.1 Werra-Steinsalz (Na1) | 61 |
| 3.3.2 Oberer Werra-Ton (T1r) und Oberer Werra-Anhydrit (A1r) | 62 |
| 3.3.3 Tonstein-Anhydrit-Brekzien (Subsionsbrekzien) | 63 |
| 4. Regionale Faziesausbildungen | 64 |
| 4.1 Spessart | 64 |
| 4.2 Frankenberg-Schlüchterner Senke | 65 |
| 4.2.1 Bohrung SR1 – Aura | 65 |
| 4.2.2 Bohrung Gelnhaar | 66 |
| 4.2.3 Bohrung Lehrbach | 66 |
| 4.2.4 Profilschnitte Spessart – SE-Teil der Frankenberg-Schlüchterner Senke | 67 |
| 4.3 Zentrales Hessisches Becken und Werra-Becken | 70 |
| 4.3.1 Bohrung Ronshausen 17 | 70 |
| 4.3.2 Bohrung Escherode | 71 |
| 4.3.3 Profilschnitt zentrales Hessisches Becken – Werra-Becken | 72 |
| 4.4 Schiefergebirgsrand | 74 |
| 4.4.1 Bohrung Braunsen | 74 |
| 4.4.2 Profilschnitt Korbacher Bucht | 74 |
| 5. Zyklische Sedimentation | 76 |
| 5.1 Lithologisch-sedimentologische Beschreibung | 76 |
| 5.1.1 Siliziklastisch-karbonatische Abfolgen | 76 |
| 5.1.2 Karbonatische Abfolgen | 77 |
| 5.1.3 Karbonatisch-evaporitische Abfolgen (Peritidale Zyklen) | 77 |
| 5.1.4 Evaporitische Abfolgen (Salina-Sabkha-Zyklen) | 80 |
| 5.2 Regionale Verbreitung und Korrelation der Zyklen | 80 |
| 5.2.1 Zechsteinkalk | 80 |
| 5.2.2 Unterer Werra-Anhydrit | 81 |
| 5.3 Vergleich mit aus der Literatur beschriebenen Zyklen im Zechstein 1 | 85 |

| | |
|--|------------|
| 5.3.1 Zechsteinkalk | 85 |
| 5.3.2 Unterer Werra-Anhydrit | 86 |
| 5.4 Kontrollfaktoren zyklischer Sedimentation | 89 |
| 5.4.1 Allgemeine Betrachtungen | 89 |
| 5.4.2 Kontrollfaktoren der zyklischen Sedimentation im Zechstein 1 | 93 |
| 6. Sequenzstratigraphie und Beckenentwicklung | 97 |
| 6.1 Sequenzstratigraphie | 97 |
| 6.1.1 Theoretische Grundlagen und Definitionen | 97 |
| 6.1.2 Sequenzstratigraphie in Evaporit-Abfolgen | 98 |
| 6.1.3 Sequenzstratigraphie im Zechstein 1 | 99 |
| 6.1.3.1 Zechstein-Sequenz-1 (ZS1) | 99 |
| 6.1.3.2 Zechstein-Sequenz-2 (ZS2) | 103 |
| 6.1.4 Vergleich mit anderen sequenzstratigraphischen Interpretationen im Zechstein | 105 |
| 6.2 Beckenentwicklung | 109 |
| 7. Diagenese | 114 |
| 7.1 Untersuchungsergebnisse | 114 |
| 7.1.1 Brachiopodenschalen | 114 |
| 7.1.2 Dolomite | 115 |
| 7.1.2.1 Dolomit-1 | 115 |
| 7.1.2.2 Dolomit-2 | 116 |
| 7.1.2.3 Dolomit-3 | 116 |
| 7.1.2.4 Satteldolomit | 117 |
| 7.1.3 Calcit-Zemente | 119 |
| 7.1.3.1 Radial-fibröser Zement | 119 |
| 7.1.3.2 Zementkrusten | 120 |
| 7.1.3.3 Granularer Zement | 120 |
| 7.1.3.4 Blockzemente | 120 |
| 7.1.3.5 Calcit-Zemente in Klüften und an Stylolithen | 122 |
| 7.1.4 Kalksteine | 123 |
| 7.1.4.1 Kalksteine der Beckenfazies | 123 |
| 7.1.4.2 Kalksteine der Randfazies | 123 |
| 7.1.4.3 Kalksteine an der Korbacher Spalte | 124 |
| 7.1.5 Calcium-Sulfate | 126 |
| 7.1.5.1 Anhydrit | 127 |
| 7.1.5.2 Gips | 127 |
| 7.1.6 Quarzin und Quarze | 128 |
| 7.1.7 Kompaktion | 129 |
| 7.2 Diskussion der Untersuchungsergebnisse | 130 |
| 7.2.1 Brachiopodenschalen | 130 |
| 7.2.2 Dolomite | 130 |
| 7.2.2.1 Dolomit-1 und Dolomit-2 | 131 |
| 7.2.2.2 Dolomit-3 und Satteldolomit | 134 |
| 7.2.3 Calcit-Zemente | 136 |
| 7.2.3.1 Radial-fibröser Zement | 136 |
| 7.2.3.2 Zementkrusten | 136 |
| 7.2.3.3 Granularer Zement | 136 |
| 7.2.3.4 Blockzemente | 137 |

| | |
|---|-----|
| 7.2.3.5 Calcit-Zemente in Klüften und an Stylolithen | 140 |
| 7.2.4 Kalksteine – Dedolomitisierung | 140 |
| 7.2.4.1 Dedolomit-Texturen | 140 |
| 7.2.4.2 Dedolomitierungsmechanismus | 142 |
| 7.2.4.3 Dedolomitierungsmilieus im Zechstein 1 | 144 |
| 7.2.4.4 Zeitliche Einstufung der Dedolomitisierung | 147 |
| 7.2.5 Calcium-Sulfate | 148 |
| 7.2.5.1 Anhydrit | 148 |
| 7.2.5.2 Gips | 149 |
| 7.2.6 Quarzin und Quarze | 151 |
| 7.2.7 Kompaktion | 151 |
| 7.3 Diagenetische Entwicklung | 152 |
| 8. Schlussbetrachtungen und Ausblick | 158 |
| 9. Danksagung | 159 |
| 10. Schriftenverzeichnis | 160 |
| 11. Anhang | 178 |
| 11.1 Profil-Lokationen | 179 |
| 11.2 Profile | 188 |
| 11.3 Dolomite – Elementgehalte, Stöchiometrie, Ordnungsgrad | 203 |
| 11.4 Stabile Sauerstoff- und Kohlenstoff-Isotope | 205 |
| 11.5 Röntgendiffraktometrie an Sulfaten | 210 |
| 12. Fototafeln | 211 |

1. Einleitung

1.1 Zielsetzung

Aufgrund seiner vielfältigen Lagerstätten gehört der Zechstein in Deutschland zu einer der wichtigsten geologischen Formationen. Die Erzmineralisationen im Kupferschiefer waren, Kohlenwasserstoffe in den Karbonaten des Zechstein 2 sowie Gipse, Stein- und Kalisalze im Zechstein 1 bis 3 sind immer noch wirtschaftlich bedeutende Lagerstätten. Fazies- bzw. Sedimentationsmodelle, Vorstellungen über die räumlich-geometrische Anordnung von Faziesabfolgen, insbesondere deren zyklische und sequenzstratigraphische Interpretation, sowie umfangreiche Kenntnisse über die diagenetische Entwicklung von Karbonaten und Evaporiten können einen wichtigen Beitrag für eine weitere erfolgreiche Exploration dieser Lagerstätten leisten oder sogar als Grundlage für neue Prospektionsansätze dienen. Für das Erfassen der sedimentologischen und diagenetischen Entwicklung in den höheren

Zechstein-Folgen sind mitunter auch Informationen aus dem unterlagernden Zechstein 1 von Bedeutung.

Ziel der vorliegenden kombinierten faziessequenzstratigraphisch-diagenetischen Untersuchungen im Zechstein 1 des Hessischen Beckens war zum einen eine räumlich-fazielle Rekonstruktion des Ablagerungsraumes sowie das Erfassen dessen zeitlicher Entwicklung unter besonderer Berücksichtigung des Übergangs von der Karbonat- zur Evaporit-sedimentation. Die unterschiedlichen lithologischen und fazialen Ausbildungen des Zechstein 1 aus den Randgebieten des hessischen Zechsteinbeckens und diejenigen aus den zentralen Bereichen sollten dabei verglichen und mittels zyklischer und sequenzstratigraphischer Interpretationen zu einem einheitlichen Sedimentationsmodell verknüpft werden. Zum anderen sollten die diageneti-

schen Veränderungen der basalen Zechstein-Ablagerungen erkannt und die zeitliche Entwicklung der diagenetischen Vorgänge in einem Modell dargestellt werden. Insbesondere die Faktoren, die

zur Dolomitisierung und Dedolomitisierung der Zechstein 1 Karbonate führten, standen dabei im Vordergrund der Untersuchungen.

1.2 Geologischer Rahmen

Das von England über die Nordsee, Dänemark, Niederlande, Nord- und Mitteldeutschland bis nach Polen reichende Zechsteinbecken wurde durch das E–W verlaufende Mittlere-Nordsee-Hoch und das sich östlich anschließende Ringköbing-Fynen-Hoch in ein nördliches und südliches Teilbecken getrennt (ZIEGLER 1990; Abb. 1). Beckensubsidenz, die hauptsächlich durch Rifting hervorgerufen wurde (SMITH 1980, ZIEGLER 1990), in Kombination mit einem eustatischen Meeresspiegelhochstand 2. und 3. Ordnung (STROHMENGER et al. 1996a) führten zur Überflutung des Beckens, das unterhalb des Weltozean-Wasserspiegelniveaus lag (SMITH 1979). Die Transgression kam dabei von Norden aus dem arktischen

Raum. Eine zusätzliche, zeitweilige Verbindung des Zechsteinmeeres mit der Tethys über eine Passage im SE von Polen wird von PERYT & PERYT (1977) angenommen. Die Verbindung des Zechsteinmeeres zum arktischen Weltozean (Borealer Ozean) wurde während des Zechsteins mehrfach unterbrochen, sodass es zu einer mehrmaligen Abschnürung des Beckens und dessen anschließender, erneuter Überflutung kam.

Ein verstärktes Rifting bereits während des frühen Perms in Kombination mit magmatischer Aktivität führte zur Entstehung mehrerer, durch Schwellen voneinander getrennter Nebenbecken (ZIEGLER 1989). Dazu zählen am südlichen Beckenrand des



Abb. 1. Paläogeographie des europäischen Zechsteinbeckens (nach SMITH 1980).

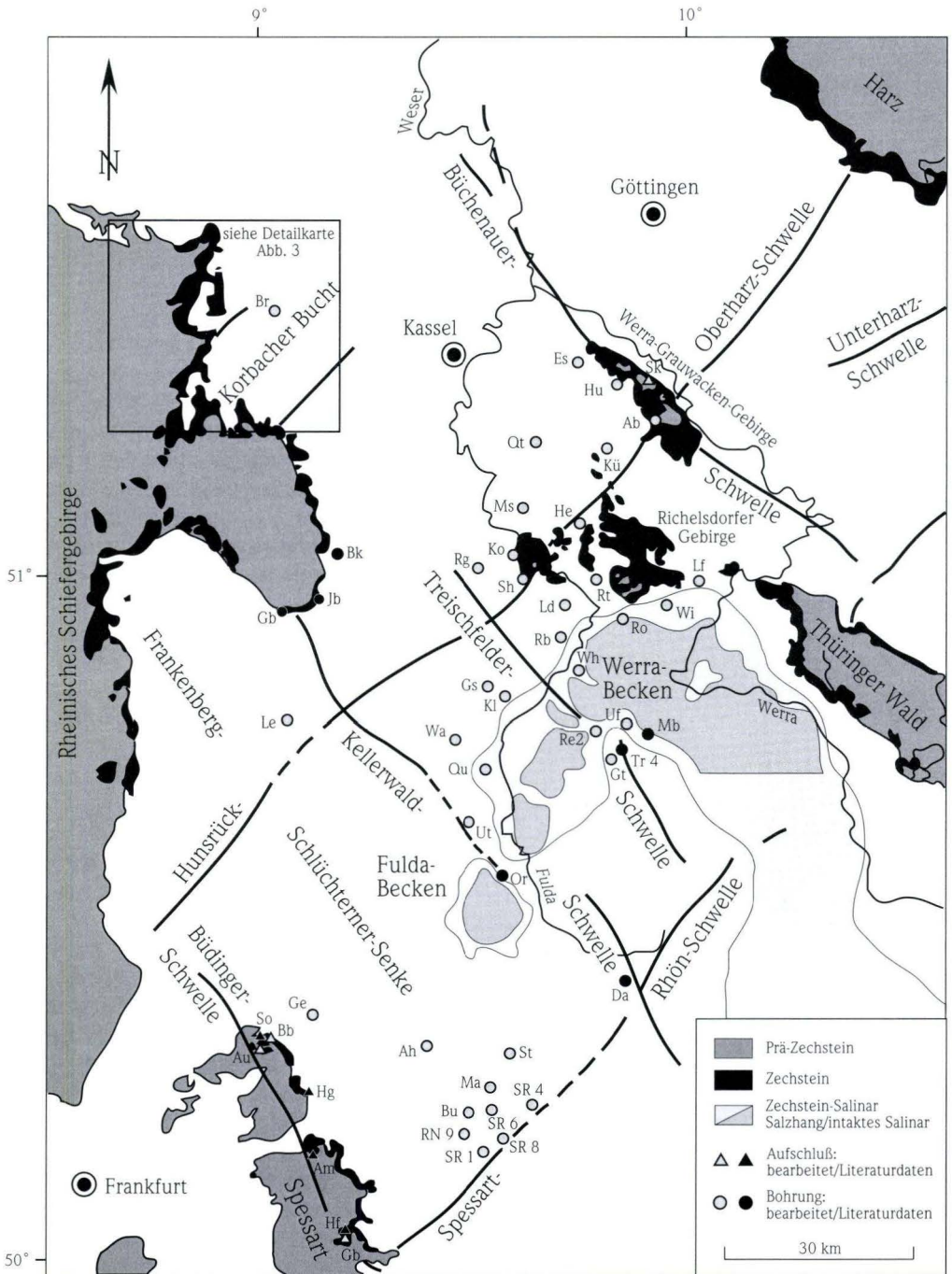


Abb. 2. Paläogeographie des hessischen Zechsteinbeckens (nach KULICK et al. 1984).

südlichen Teilbeckens das Holländisch-Niederrheinische Becken, das Thüringer Becken sowie das Hessische Becken mit dem Werra-Fulda-Becken.

Das Hessische Becken wurde zur Zeit des Oberkarbons und Rotliegend durch die variszisch streichende Hunsrück-Oberharz-Schwelle und die im Süden dazu parallel verlaufende Spessart-Rhön-Schwelle untergliedert (KULICK et al. 1984, Abb. 2). Quer zu den variszisch streichenden Strukturen traten im Rotliegend zudem herzynisch verlaufende Schwellen hervor. Dort wo variszisch und herzynisch streichende Schwellen sich kreuzten, ergaben sich Kulminationspunkte, wie beispielsweise das Hochgebiet des Spessarts im Süden (KULICK et al. 1984). Im Kreuzungsbereich zweier Senken bildeten sich hingegen tiefere Depressionen aus, wie die Schlichterener Senke (bzw. Wetterau-Trog) oder das Werra-Becken, in denen im Rotliegend mächtige

Abfolgen kontinental-klastischer Gesteine sedimentiert wurden, wodurch sich diese allmählich verfüllten (vgl. KOWALCZYK 1983).

Im Zuge der Transgression des Zechsteinmeeres wurden auch die randlichen Beckenareale wie das Hessische Becken überflutet. In den Senken greifen die Zechsteinablagerungen dabei auf die klastischen Serien des Rotliegend, an den Randgebieten und im Bereich von Hochlagen auf präpermische Gesteine (Devon und Unterkarbon) über. Fluktuationen des Wasserspiegels im Hauptbecken machten sich auch in dessen randlichen Ausläufern bemerkbar. In einem semiariden bis ariden Klima entstanden dadurch beckenweit verfolgbare zyklische Sedimentabfolgen (RICHTER-BERNBURG 1955a, b), die durch lokal variierende Kontrollfaktoren (Subsidenz, Sedimenteintrag bzw. -akkumulation) eine lokale bzw. regionale Differenzierung erfuhren.

1.3 Lage des Untersuchungsgebietes

Das Untersuchungsgebiet deckt den größten Teil des Hessischen Beckens ab. Es befindet sich südlich von Kassel und wird im Westen durch das

Rheinische Schiefergebirge sowie im Süden durch die Hochzone des Spessarts begrenzt. Die Ostbegrenzung entspricht ungefähr dem Grenzverlauf zwischen den beiden Bundesländern Hessen und Thüringen.

Im Hessischen Becken können zur Zeit des Zechsteins paläogeographisch vier Regionen unterschieden werden (Abb. 2). Diese vier Regionen lassen sich wie folgt beschreiben und abgrenzen.

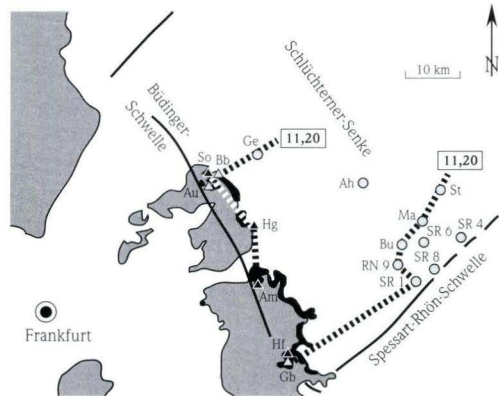
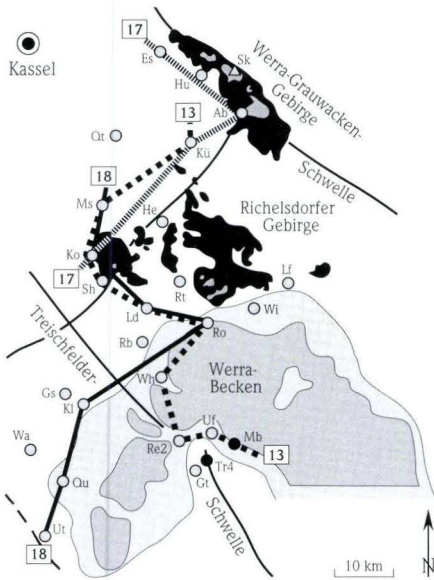


Abb. 2-1. (links) und **2-2.** (rechts): Lage der Profil-Linien. Die Nummern in den Kästchen beziehen sich auf die jeweiligen Abbildungen, in denen die Profilschnitte dargestellt sind.

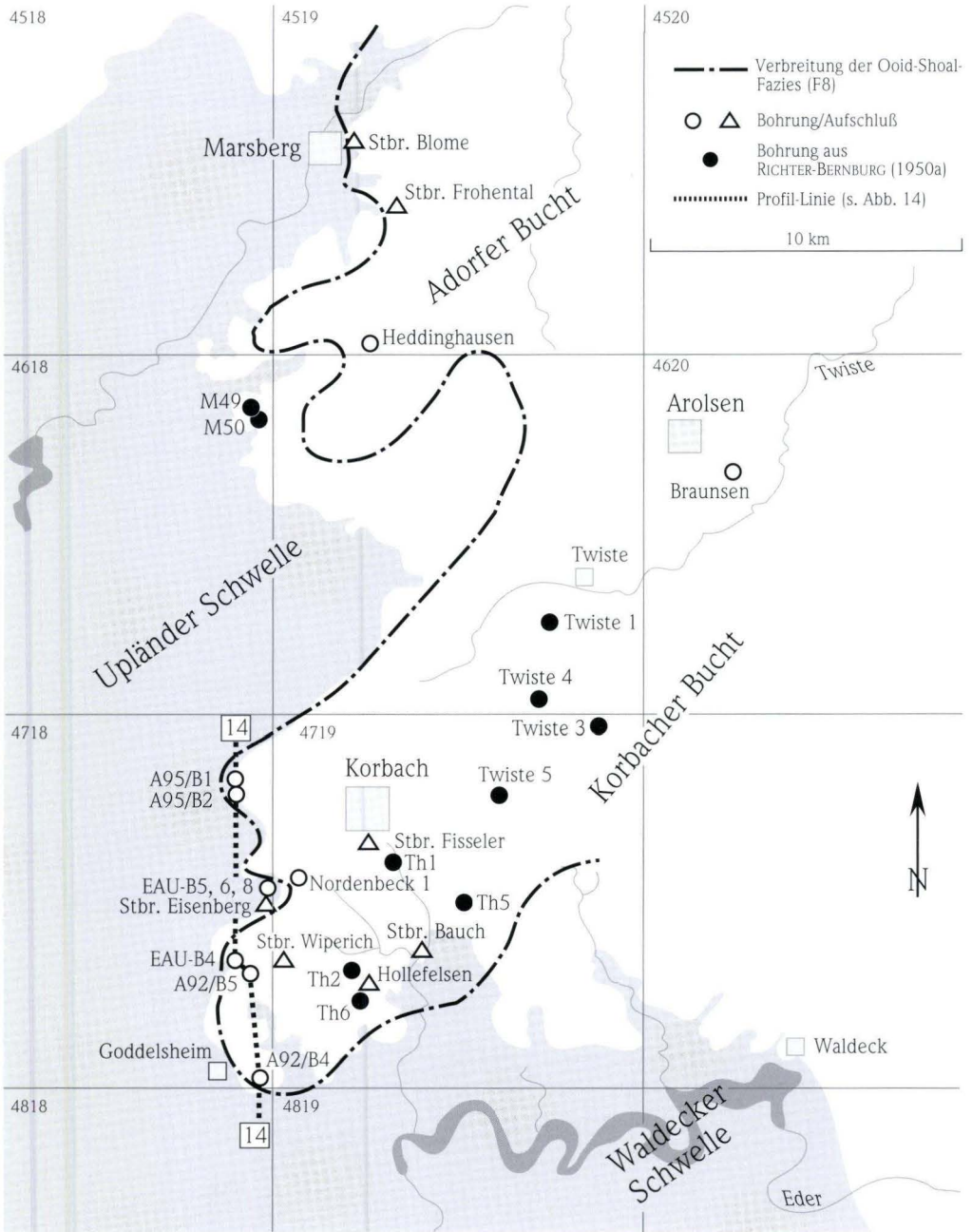


Abb. 3. Lage der Bohrungen und Aufschlüsse am Schiefergebirgsrand (Kartengrundlage verändert nach RICHTER-BERNBURG 1950a). Paläogeographische Verbreitung der Ooid-Shoal-Fazies nach RICHTER-BERNBURG (1950a) ergänzt durch eigene Daten. Th = Bohrungen Thalitter.

(1) Der **Spessart** bzw. in dessen NW-Verlängerung die Büdinger-Schwelle bildeten eine paläozoische Hochzone am S-Rand des Arbeitsgebietes. (2) Die **Frankenberg-Schlüchterner Senke** befand sich nördlich des Spessarts und südwestlich des Werra-Beckens. Sie wurde im SE durch die Spessart-Rhön-Schwelle, im NW durch das Rheinische Schiefergebirge begrenzt. Die Hunsrück-Oberharz Schwelle trennte dabei die Schlüchterner Senke im SE von der Frankenger Senke im NW ab. Der überwiegend terrestrisch beeinflusste Ablagerungsraum im NW-Teil der „Frankenberger Bucht“ am unmittelbaren Schiefergebirgsrand wurde im Rahmen dieser Arbeit nicht untersucht. (3) Als

zentrales Hessisches Becken wird der Bereich nordöstlich der Frankenberg-Schlüchterner Senke zwischen Rheinischem Schiefergebirge im Westen und der Nordverlängerung der Spessart-Rhön-Schwelle im Osten verstanden. Die Nordbegrenzung bildet der Harz. Dieser Bereich schließt das Werra-Fulda-Becken – hier kurz als **Werra-Becken** bezeichnet – ein. (4) Der Ablagerungsraum am **Schiefergebirgsrand** erstreckt sich in einem ca. 20 km breiten Streifen vom Kellerwald-Sporn aus nach Norden bis Marsberg (vgl. Abb. 3). Hier wurden insbesondere die Ablagerungen in der **Korbacher Bucht** bearbeitet.

1.4 Stratigraphische Gliederung des Zechsteins

RICHTER-BERNBURG (1955b) führte die heute noch gültige Gliederung des Zechsteins in Serien (jetzt als Folgen bezeichnet) ein, und konnte dabei vier übergeordnete evaporitische Zyklen (Z1 bis Z4) unterscheiden. REICHENBACH (1970) und KÄDING (1978) fügten zwei weitere Folgen (Z5 und Z6) hinzu. Der ehemals dem Unteren Buntsandstein zugerechnete Bröckelschiefer wird neuerdings in den Zechstein (Z7 und Z8) gestellt (RÖHLING 1991, LEPPER 1993). Danach ergibt sich für den Zechstein folgende lithostratigraphische Einteilung:

- Z8 Übergangsfolge (Obere Bröckelschiefer-Folge)
- Z7 Mölln-Folge (Untere Bröckelschiefer-Folge)
- Z6 Friesland-Folge
- Z5 Ohre-Folge
- Z4 Aller-Folge
- Z3 Leine-Folge
- Z2 Staßfurt-Folge
- Z1 Werra-Folge

Der zyklische Aufbau der einzelnen Folgen über Pelit (T) – Karbonat (Ca) – Sulfat (A) – Steinsalz (Na) bis zu den Kalisalzen (K) bildet die Grundlage des lithostratigraphischen Gliederungsprinzips im Zechstein. Bei der nomenklatorischen

Bezeichnung der einzelnen lithostratigraphischen Einheiten innerhalb einer Zechstein-Folge steht an erster Stelle das Symbol, das die Lithologie des jeweiligen Abscheidungs-gliedes bezeichnet. Darauf folgt die Ziffer der jeweiligen Zechstein-Folge (z.B. A1 für den Unteren Werra-Anhydrit). Für rezessive Gesteinsglieder, d.h. solche oberhalb der höchst-salinaren Abscheidung innerhalb einer Folge, wird ein „r“ angefügt (z.B. A1r für den Oberen (rezessiven) Werra-Anhydrit). Klastische Glieder innerhalb eines Zyklus erhalten die Kürzel T (Ton bzw. Pelit s.o.), S (Sand), C (Konglomerat). Stratigraphische Glossare finden sich bei KULICK et al. (1984) und KULICK & PAUL (1987c). Tab. 1 gibt eine stratigraphische Übersicht für den gesamten Zechstein im Hessischen Becken und im Norddeutschen Hauptbecken (= deutscher Anteil des südlichen Zechsteinbeckens).

TUCKER (1991) stellte eine sequenzstratigraphische Gliederung des Zechsteins vor. Ausgehend vom englischen Zechstein unterteilte er die gesamte Zechstein-Abfolge im Gegensatz zu den klassischen Karbonat-Evaporit-Zyklen mittels Evaporit-Karbonat-Sequenzen. STROHMENGER et al. (1996a, b) präsentierten für Nordwest- und Nordostdeutschland ebenfalls ein sequenzstratigraphisches Gliederungsprinzip des Zechsteins (vgl. 6.1.4).

Tab. 1. Lithostratigraphische Gliederung des Zechsteins im Hessischen Becken und im Norddeutschen Hauptbecken. Das in dieser Arbeit untersuchte stratigraphische Intervall ist weiß hinterlegt. In der rechten Spalte finden sich die allgemein gebräuchlichen Abkürzungen für die lithostratigraphischen Einheiten (nach KULICK & PAUL 1987c).

| Zechstein-Folgen RICHTER-BERNBURG (1955b), REICHENBACH (1970), KÄDING (1978), RÖHLING (1991), LEPPER (1993) | | Zechstein-Lithostratigraphie KULICK et al. (1984), KULICK & PAUL (1987c) | | | |
|---|-----------------|---|---|---|--|
| | | Hessisches Becken | | Norddeutsches Hauptbecken | |
| ZECHESTEIN | Übergangsfolge | Z8 | Oberer Bröckelschiefer-Ton Oberer Bröckelschiefer-Sandstein | | B2T B2S |
| | Mölln | Z7 | Unterer Bröckelschiefer-Ton Unterer Bröckelschiefer-Sandstein | Mölln-Sulfat Mölln-Halit | B1T A7r Na7 B1S |
| | Friesland | Z6 | Oberer Friesland-Ton Friesland-Sulfat Unterer Friesland-Ton Friesland-Sandstein | Friesland-Halit | T6r Na6 A6 T6 S6 |
| | Ohre | Z5 | Oberer Ohre-Ton Ohre-Sulfat Unterer Ohre-Ton Ohre Sandstein | Ohre-Halit | T5r Na5 A5 T5 S5 |
| | Aller | Z4 | Oberer Aller-Ton Aller-Sulfat (Pegmatitanhydrit) Unterer Aller-Ton (Roter Salzton) Aller-Sandstein | Aller-Halit | T4r Na4 A4 T4 S4 |
| | Leine | Z3 | Oberer Leine-Ton Leine-Sulfat (Hauptanhydrit) Leine-Karbonat (Plattendolomit) Unterer Leine-Ton (Grauer Salzton) Leine-Sandstein | Leine-Halit | T3r Na3 A3 Ca3 T3 S3 |
| | Staßfurt | Z2 | Oberer Staßfurt-Ton Gipsmergel Staßfurt-Sulfat (Basalanhydrit) Staßfurt-Karbonat (Hauptdolomit) Unterer Staßfurt-Ton | Oberes Staßfurt-Sulfat (Deckanhydrit) Staßfurt-Halit | A2r T2r Na2 A2T A2 Ca2 T2 |
| | Werra | Z1 | Oberer Werra-Anhydrit Oberer Werra-Ton Werra-Halit Unterer Werra-Anhydrit (Anhydritknotenschiefer) Zechsteinkalk Kupferschiefer Werra-Sandstein | Productus-Kalk Zechsteinkonglomerat | A1r T1r Na1 A1 (A1Ca) Ca1 T1 T1Ca S1 C1 |
| | OBERROTTLIEGEND | | Cornberger Sandstein | | roCO |

1.5 Ältere Arbeiten

Aufgrund seiner wirtschaftlich bedeutenden Lagerstätten ist der Zechstein bereits seit dem 18. Jahrhundert Gegenstand geologischer Forschung. Erste Publikationen befassen sich mit dem Kupferschiefer-Bergbau im Mansfelder Revier. Über die frühe Zechsteinforschung gibt FULDA (1935) einen Überblick inklusive einer Literaturzusammenstellung. Im Zusammenhang mit der Erforschung der Steinsalzvorkommen und der Kalisalzlagerstätten wurde von OCHSENIUS (1877) die Barrentheorie entwickelt, um die enorm hohen Mächtigkeiten der Evaporitserien des Zechsteins erklären zu können. Nach den ersten Funden von Kohlenwasserstoffen in den Dreißigerjahren des 20. Jahrhunderts im Staßfurt-Karbonat (ALBRECHT 1932) setzte die bis heute anhaltende Erdöl- und -gasprospektion im Ca2 vor allem in Nordwest- und Nordostdeutschland ein (vgl. Literaturzusammenstellung in HUTTEL 1989).

Grundlage für alle weiteren faziellen Modellentwicklungen im Zechstein und dessen Paläogeographie bilden die Arbeiten von RICHTER-BERNBURG (1955a, b, c, 1959). Darin wurden die heute noch akzeptierten Auffassungen zur stratigraphischen Gliederung und der Zyklizität der Zechsteinsedimente entwickelt.

Im Folgenden sind **regionale Arbeiten** zusammengestellt, die für den hier untersuchten basalen Zechstein (Ca1 bis A1) Bedeutung haben. Für den **Harzsüdrand** sind die Arbeiten von RICHTER-BERNBURG (1955c, 1982) und HERRMANN (1957) zu nennen. PAUL (1980, 1982a, b, 1987) befasst sich mit dem Kupferschiefer und Zechsteinkalk in diesem Gebiet. Untersuchungen im Unteren Werra-Anhydrit (A1) stammen von HERRMANN & RICHTER-BERNBURG (1955), MEIER (1975, 1977) und RICHTER-BERNBURG (1985). Für den Raum **SE-Niedersachsen** entwarfen SANNEMANN et al. (1978) ein Sedimentationsmodell des basalen Zechsteins. PÖHLIG (1986) untersuchte den Ca1 und A1 am Harzsüdrand und in SE-Niedersachsen. Aus dem **Niederrheinischen Becken** sind die Arbeiten von TEICHMÜLLER (1957) und WOLBURG (1957) anzuführen. Zahlreiche Publikationen aus der ehemaligen DDR sind im Zu-

sammenhang mit der Prospektion auf Kupferschiefer im Bereich der **Mansfelder- und Sangerhäuser-Mulde** erschienen. Mit der feinstratigraphischen Untergliederung des Zechsteinkalks nach textuellen Merkmalen befassen sich die Arbeiten von JANKOWSKI & JUNG (1962), TZSCHORN (1963), HELMUTH (1968) sowie GERLACH & KNITZSCHKE (1978). Die Einteilung des Werra-Anhydrits in lithologisch-texturelle „Zonen“ ist Gegenstand der Arbeiten von HOYNINGEN-HUENE (1957), JUNG (1958), JANKOWSKI & JUNG (1964) und HELMUTH et al. (1968). Aus dem **Thüringer Becken** sind die Arbeiten von KÜHN (1965), SEIDEL (1965), KÄSTNER (1972), SEIFERT (1972) und LANGBEIN & SEIDEL (1980, 1995) zu erwähnen.

Die Bearbeitung des **hessischen Zechsteins** setzte verstärkt im Zusammenhang mit dem Bundesbohrprogramm Kupferschiefer (1979–83) ein (KULICK 1979, KULICK et al. 1984). RICHTER-BERNBURG (1950a) und KULICK (1968, 1991) befassen sich mit der Randfazies des Zechsteins am E-Rand des Rheinischen Schiefergebirges v.a. in der Korbacher Bucht. Weitere regionale Arbeiten am Schiefergebirgsrand stammen von SAUER (1964), HOLZAPFEL (1980, 1991), KÜPER (1982), HORN & TIETZE (1993) und HORN et al. (1993). Aus dem Richelsdorfer Gebirge und Werra-Grauwacken-Gebirge sind die Arbeiten von RICHTER-BERNBURG (1941), KULICK (1987b, 1989, 1999) sowie die Diplomarbeiten von SCHULZ (1981), HELDMAIER (1992) und VOGT (1992) zu erwähnen. Aus dem Werra-Fulda-Becken liegen Arbeiten von DITTRICH (1962, 1964), DIETRICH (1965) und KÄDING (1975, 1978) vor. Ausbildung und Fazies des Zechsteins im SE-Teil der Frankenberg-Schlüchterner Senke (bzw. Wetterau) und im Bereich Spessart-Rhön sind den Veröffentlichungen von PRÜFERT (1969), KOWALCZYK & PRÜFERT (1974, 1978a, b), SCHUHMACHER et al. (1984) und PAUL (1985) zu entnehmen.

Zusammenfassende Werke zur faziellen und diagenetischen Entwicklung des europäischen Zechsteins sind die von FÜCHTBAUER & PERYT (1980), HARWOOD & SMITH (1986) und PERYT (1987) herausgegebenen Monographien sowie die Exkursionsführer (KULICK & PAUL 1987a, b) und die Zusammen-

fassung von Einzelaufsätzen (SCHRÖDER et al. 1991) zum Internationalen Symposium Zechstein 1987. Ein ausführliches **Diagenese-Modell** wurde von CLARK (1980b) entworfen, das die Basis für alle weiteren Diagenese-Studien im Zechstein darstellt (vgl. PÖHLIG 1986, HUTTEL 1989, HUTTEL & MAUSFELD 1991, BELOW 1992, VOIGT 1995). **Sequenzstratigraphische Konzepte** wurden von TUCKER (1991) für den englischen und STROHMENGER et al. (1996a, b) für den norddeutschen Zechstein entwickelt.

Folgende wichtige **Publikationen für den ausserdeutschen Bereich** seien noch angeführt: Für den englischen Zechstein die Werke von SMITH (1980, 1992, 1995), für den englischen Sektor des südlichen und nördlichen Nordseebeckens die Pu-

blikationen von TAYLOR (1980, 1981, 1998) und TAYLOR & COLTER (1975). GELUK et al. (1997) sowie GELUK (1999, 2000) führten eine paläogeographische Rekonstruktion des Zechsteins in den Niederlanden durch. Stratigraphie, Fazies und Paläogeographie des polnischen Zechsteins werden von WAGNER et al. (1978, 1981) sowie WAGNER (1994) abgehandelt. Mit dem polnischen Zechsteinkalk und dessen Mikrofazies setzen sich in zahlreichen Aufsätzen PERYT (1978a, b, 1981a, c, 1983a, 1984, 1989), PERYT & PIATOWSKI (1977a, b), PERYT & PERYT (1977) und PERYT & WAZNY (1980) auseinander. PERYT (1991, 1994) und PERYT et al. (1993) entwickelten zudem ein Sedimentationsmodell für den Werra-Anhydrit in N- und W-Polen.

2. Untersuchungsmethoden

2.1 Profilaufnahme

Insgesamt wurden 69 Profile beprobt. Die Beprobung erfolgte jeweils nach lithologisch-faziellen Gesichtspunkten. Die Lage der Profile im Hessischen Becken ist aus Abb. 2 ersichtlich. Die Profil-Lokationen am NE-Rand des Rheinischen Schiefergebirges sind der Detailkarte in Abb. 3 zu entnehmen. Ein Verzeichnis der Profile mit den Koordinaten (TK 1 : 25 000, Rechts-/Hochwerte) der jeweiligen Profilpunkte ist in Anhang 11.1 zusammengestellt.

Die Profilaufnahmen erfolgten zum überwiegenden Teil an Bohrungen, bei denen es sich um Lagerstätten-Bohrungen des Hessischen Landesamtes für Umwelt und Geologie (HLUG, vormals Hessisches Landesamt für Bodenforschung, HlFB) handelt, die in den Jahren 1979 bis 1983 im Zuge des damaligen Bundesbohrprogramms Kupferschiefer (KULICK et al. 1984) und in den dazugehörigen Vorprogrammen (1976–79) abgeteuft wurden (KULICK 1979, KULICK et al. 1980). Einige Erkundungsbohrungen auf Kupferschiefer, durchgeführt von verschiedenen Firmen (St. Joe & Utah Explorations GmbH, Gelsenberg AG, Esso Erz) und später vom HLUG übernommen, konnten ebenfalls bearbeitet werden, wie auch Bohrungen aus aktuellen Projekten des HLUG aus den Jahren 1996 bis 1998 sowie

einige neuere Bohrungen am Schiefergebirgsrand, die für die Neuaufnahme des Blattes 4718 Goddeshaim abgeteuft wurden. Weitere Bohrungen am Schiefergebirgsrand mit Z1 Anteil entstammen dem Goldlagerstätten-Forschungsprojekt Eisenberg (1974–78) des HLUG (vgl. KULICK et al. 1997). Bei der Kali und Salz GmbH, Kassel, konnten zwei Bohrungen aus dem zentralen Werra-Becken aufgenommen werden. Die Firma Gebrüder Knauf, Iphofen, ermöglichte die Befahrung von drei Zechstein-Bohrungen aus dem Werra-Grauwacken-Gebirge.

In den Tagesaufschlüssen am Schiefergebirgsrand und im zentralen Hessischen Becken erfolgten keine neuerlichen Profil-Aufnahmen, da hier bereits detaillierte Profile früherer Bearbeiter vorlagen (z.B. SCHULZ 1981, KÜPER 1982, KULICK 1968, 1987a, HOLZAPFEL 1991, HELDMAIER 1992, HORN et al. 1993). Übersichtsbegehungen mit einer gezielten Probenahme an ausgesuchten Lokalisationen ergänzten die bereits aus den zahlreichen Untertageaufschlüssen verfügbaren Informationen. In den Aufschlüssen am Spessart-Nordrand wurde teilweise eine Profilaufnahme in Ergänzung zu Profilen früherer Bearbeiter (z.B. PRÜFERT 1969, KOWALCZYK & PRÜFERT 1978a, b, KULICK & KOWALCZYK 1987) durchgeführt.

2.2 Klassifikationen

Zur Ansprache der Karbonat-Gesteine wird die Klassifikation von DUNHAM (1962), ergänzt von EMBRY & KLOVAN (1972) und modifiziert durch SWANSON (1981) verwendet. Die Benennung der Karbonat-Ton-Mischgesteine erfolgt in Anlehnung an das Grunddiagramm von FÜCHTBAUER (1959). Für die Bezeichnung der mikroskopischen Dolomit-Strukturen wird die Klassifikation von GREGG & SIBLEY (1984) benutzt. Die Nomenklatur für sparitische Gefüge richtet sich nach FRIEDMAN (1965). Die Bezeichnung der Kristallgrößen erfolgt in Anlehnung an FOLK (1965), wobei folgende Grenzen gewählt wurden:

| | |
|--------------|-----------------------|
| > 4,0 mm | großkristallin |
| 1,0 – 4,0 mm | extrem grobkristallin |
| 0,2 – 1,0 mm | grobkristallin |

| | |
|-----------------|------------------|
| 0,05 – 0,2 mm | mittelkristallin |
| 0,01 – 0,05 mm | feinkristallin |
| 0,005 – 0,01 mm | mikrokristallin |
| < 0,005 mm | kryptokristallin |

Die makroskopischen Texturen der Evaporitgesteine (Anhydrit und Gips) werden nach dem Klassifikations-Schema (anhydrite structural types) von MAIKLEM et al. (1969) bezeichnet. Die deutsche Klassifikation der Anhydrit-Texturen nach RICHTER-BERNBURG (1955a, 1985) wird z.T. als Ergänzung gebraucht. Als Grundlage für die Benennung der Kristallmikrostrukturen und -turen von Anhydriten dient das Schema von LANGBEIN (1979, 1987). Die mikrostrukturell-texturelle Klassifikation der Gipse richtet sich nach BALZER (1997).

2.3 Durchlichtmikroskopie

Aus dem zur Verfügung stehenden umfangreichen Probenmaterial wurden für durchlichtmikroskopische Untersuchungen insgesamt 522 karbonatpetrographische Dünnschliffe mit einer Schliff-Dicke von 60 µm angefertigt. Zur Ergänzung konnte Schliff-Material aus der Belegsammlung des HLOG zu Blatt 4719 Korbach herangezogen wer-

den. Zur Unterscheidung von Calcit und Dolomit wurde ein Großteil der Schliffe nach der Methode von DICKSON (1966) mit Alizarin-Rot-S angefärbt. Die HCl-Konzentration wurde leicht geringer als empfohlen (1%) angesetzt, da sich dadurch bessere Färbefeffekte ergaben.

2.4 Kathodolumineszenz

Für die diagenetische Fragestellung wurde neben der herkömmlichen Durchlicht-Mikroskopie ausgewähltes Dünnschliff-Material mittels Kathodolumineszenz untersucht. Dabei wurde eine Kaltkathode der Firma Technosyn (Modell 8200 MK II) bei einer Spannung von 15 keV und einer Kathodenstrahl-Stromstärke von 500 bis 530 mA benutzt. Zur Foto-Dokumentation dienten Agfachrome RSX 200 Filme.

Die durch Elektronenbeschuss erzeugte Lumineszenz in Karbonaten geht mit Ausnahme der intrinsischen (blauen) Lumineszenz auf Verunreinigungen, d.h. den Einbau von Spurenelementen im Karbonat-

gitter zurück. Lumineszenz-Aktivatoren in Karbonaten sind Seltenerd- und Übergangselemente, wobei Mn^{2+} den weitaus häufigsten und wichtigsten Lumineszenz-Erreger in Calciten und Dolomiten bildet (MARSHALL 1988, MACHEL & BURTON 1991a, MACHEL et al. 1991, MACHEL 2000). Die Anwesenheit von Fe^{2+} im Karbonatgitter hat einen negativen Einfluss auf die Lumineszenz. Die Lumineszenz-Intensität ist hauptsächlich abhängig von den Aktivatoren- und Hemmer-Konzentrationen. Das Mn/Fe-Verhältnis kann dabei als entscheidender Kontrollfaktor für die Lumineszenz-Intensität angesehen werden, obwohl das gleichzeitige Zusammenwirken beider Ele-

mente auf die Lumineszenz-Intensität noch nicht vollkommen verstanden ist (MACHEL et al. 1991). Die effektive Mn-Konzentration für die Lumines-

zenz-Aktivierung in Karbonaten wird in der Literatur unterschiedlich angegeben (vgl. MARSHALL 1988).

2.5 Stabile Sauerstoff- und Kohlenstoff-Isotope

Die Analyse der stabilen Sauerstoff- und Kohlenstoff-Isotope (vgl. Anhang 11.4) erfolgte zum überwiegenden Teil (83 Proben) durch das Institut für Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben (Sektion 3: Datierungen und Isotopenhydrologie) in Hannover (Labor Prof. M.A. Geyh). Die mittleren Standardabweichungen dieser Messungen liegen bei $\pm 0,1$ ‰ für $\delta^{18}\text{O}$ und $\pm 0,3$ ‰ für $\delta^{13}\text{C}$. Im Labor von Prof. E. Keppens, Vrije Universiteit Brussel, wurden 20 Proben gemessen. Hier liegen die durchschnittlichen Standardabweichungen für $\delta^{18}\text{O}$ bei $\pm 0,022$ ‰ und für $\delta^{13}\text{C}$ bei $\pm 0,012$ ‰. Weitere 20 Proben wurden am Geologischen Institut in Erlangen analysiert. Die durchschnittlichen Standardabweichungen liegen dort bei $\pm 0,03$ ‰ für

$\delta^{18}\text{O}$ und $\pm 0,015$ ‰ für $\delta^{13}\text{C}$. Aus der Arbeit von REBELLE (1986) konnte ein Wert für $\delta^{18}\text{O}/\delta^{13}\text{C}$ aus dem A1 der Bohrung Ronshausen 17 herangezogen werden (vgl. Anhang 11.4).

Das Probenmaterial wurde mittels eines Mikrobohrers mit austauschbaren Bohraufsätzen der Firma KaVo EWL (Gerät K9 Typ 915) bei einer Leistung von 15000 U/min gewonnen. Die nötige Probenmenge für das Labor in Hannover beträgt ca. 10 mg, für das Labor in Brüssel 0,2 bis 0,3 mg und für jenes in Erlangen 0,1 bis 0,2 mg. Der Empfehlung von LAND (1980) folgend, wurde eine Korrektur der $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von Dolomit nicht durchgeführt. Alle $\delta^{18}\text{O}$ - und $\delta^{13}\text{C}$ -Werte der Karbonate sind auf den PDB-Standard bezogen.

2.6 ICP

An insgesamt 31 Dolomit-Proben wurden die Elemente Ca, Mn, Fe, Sr und Na mittels Inductive-Coupled-Plasma-Massenspektrometrie (ICP-MS) quantitativ analysiert (vgl. Anhang 11.3). Die Bestimmung wurde von der Firma ACME Analytical Laboratories

Ltd. in Vancouver, Kanada, durchgeführt. Die Gewinnung der nötigen Probenmenge von 0,5 g erfolgte mit einem Mikrobohrer. Der Probenaufschluss wurde in konzentriertem Königswasser (3:1:2 HCl-HNO₃-H₂O) über 1 h bei 95 °C vorgenommen.

2.7 Röntgendiffraktometrie

Die röntgendiffraktometrischen Untersuchungen wurden am Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Heidelberg durchgeführt. Sie dienen zur Bestimmung der stöchiometrischen Zusammensetzung und zur Ermittlung des Ordnungsgrades der verschiedenen Dolomit-Typen in 29 Proben (vgl. Anhang 11.3). Es wurde dabei ein Bragg-Brentano-Diffraktometer des Typs Siemens D 500 mit Cu-Röntgenröhre und sekundärem Graphit-Monochromator verwendet. Als Röhrenstrom wurden 30 mA und 40 kV eingestellt, als Aperturblende wurde ein Öffnungswinkel von 1°, als Detektor-

blende wurde 0,15° gewählt. Die Pulverpräparate wurden im Winkelbereich zwischen 2 und 70° [2 Θ] bei einer Schrittweite von 0,02° [2 Θ]/s gemessen. Der CaCO₃-Anteil (mol-%) der Dolomite (N_{CaCO_3}) wurde über die Lage des gemessenen Dolomit-(104)-Hauptreflexes (in Å) nach der Gleichung von LUMSDEN (1979) ermittelt:

$$N_{\text{CaCO}_3} = 333,33 d - 911,99$$

Zur Bestimmung wurde nach GOLDSMITH & GRAF (1958) ein d -Wert von 2,886 Å für 50 % CaCO₃ und

2,901 Å für 55 % CaCO₃ zugrundegelegt, wobei eine lineare Beziehung zwischen der 2 Θ -Position des Reflexes und dem CaCO₃-Gehalt des Dolomits be-

steht. Zur Ermittlung des Ordnungsgrades wurde das Intensitätsverhältnis vom (015)-Peak zum (110)-Peak bestimmt (GOLDSMITH & GRAF 1958).

3. Lithofazies

3.1 Lithofazies im Liegenden des Zechsteinkalks

Die Faziesausbildungen bzw. lithostratigraphischen Einheiten im Liegenden des Zechsteinkalks (Ca1) müssen bei einer faziellen und sequenzstratigraphischen Interpretation des gesamten basalen Zechsteins ebenfalls berücksichtigt werden. In diesem Kapitel erfolgt daher eine kurze Beschreibung der einzelnen lithostratigraphischen Einheiten sowie deren fazielle Deutung. Da darin kein Themenschwerpunkt der Arbeit besteht, wird größtenteils auf die zahlreich vorhandene ältere Literatur zurückgegriffen. Eigene Beobachtungen gehen in die Beschreibung und Interpretation ebenfalls mit ein.

Es handelt sich um die fossilführenden Karbonate des Productus-Kalks (T1Ca) sowie um die laminierten Tonsteine des Kupferschiefers (T1). Weiterhin treten im Liegenden des Kupferschiefers bzw. Productus-Kalks klastische Sedimentabfolgen auf.

Dazu zählen die lithostratigraphischen Einheiten des Cornberger Sandsteins (roCO), Zechsteinkonglomerats (C1) und Werra-Sandsteins (S1). Nach RICHTER-BERNBURG (1987) sind sämtliche klastischen Sedimente unterhalb des Kupferschiefers dem Oberrotliegend zuzurechnen. Jedoch stellen KULICK et al. (1984) das Zechsteinkonglomerat sowie den Werra-Sandstein in den Zechstein. Dieser lithostratigraphischen Einteilung wird hier gefolgt. Aufgrund der Schwierigkeit einer eindeutigen lithostratigraphischen Zuordnung der Sedimente zwischen dem Kupferschiefer des Zechsteins und den zweifelsfrei ins Oberrotliegend einzustufenden grobklastischen Sedimenten wird für die meist hellgrauen Feinklastika in der Literatur zudem oft der zusammenfassende Begriff „Weißliegendes“ verwendet.

3.1.1 Cornberger Sandstein (roCO)

MUNK et al. (1993) beschreiben den ca. 18 m mächtigen Cornberger Sandstein detailliert im Steinbruch Schuchardt bei Cornberg (Locus typicus). Bemerkenswert ist dort das Vorkommen zahlreicher Tetrapodenfährten und fossiler Landpflanzen (vgl. SCHMIDT 1959, HAUBOLD 1984). Lithologisch handelt es sich um meist schräggeschichtete, fein- bis mittelkörnige Sandsteine (Tafel 1, Fig. 1), in deren basalen Abschnitten geringmächtige Grobsandstein- und Konglomeratlinsen sowie einzelne eckige bis kantengerundete Gerölle (< 3 cm) eingeschaltet sind. PRYOR (1971) klassifiziert den Sandstein in Cornberg als überwiegend mäßig sortierten Feinsandstein und ermittelte eine flach nach SE einfallende Schrägschichtung von 10 bis 32°.

Der Cornberger Sandstein wird genetisch konträr interpretiert. In der älteren Literatur wird die-

ser meist als äolische Dünenbildung aufgefasst. Eine Zusammenstellung der älteren Arbeiten gibt RICHTER-BERNBURG (1987). Auch dieser betrachtet die Sandsteine als äolische Bildung und vergleicht das lokale Vorkommen in Cornberg mit den von anderen Autoren (z.B. TRUSHEIM 1964) ebenfalls als äolisch interpretierten Sandsteinen im „Weißliegenden“. MUNK et al. (1993) sehen die klastischen Sedimente in Cornberg als distale Schuttfächer-Ablagerungen an, die von der Hunsrück-Oberharz-Schwelle in Richtung SE geschüttet wurden. Äolische Umlagerungen während Zeiten ohne fluvatil aquatische Sedimentanlieferung werden dabei nicht ausgeschlossen. Die flach einfallende Schrägschichtung, die häufig als Hinweis auf eine äolische Dünenbildung gesehen wurde, ist auch in marinen Faziesbereichen entwickelt, weshalb die gesamte

Abfolge des Cornberger Sandsteins von einigen Autoren auch als marine Bildung gedeutet wird (SCHMIDT 1959, PRYOR 1971).

Die Genese des Cornberger Sandsteins bzw. der vergleichbaren Sandsteine des „Weißliegenden“ an anderen Lokalitäten, die einen Übergang zwischen dem kontinentalen Oberrotliegend und dem marinen Zechstein zeigen, ist komplex. Das Vorkommen

von Landpflanzen und Tetrapodenfährten deutet eher auf eine Dünen- bzw. Zwischendünenbildung als auf Schuttfächerablagerungen hin, die zudem lithologisch heterogener aufgebaut sein sollten. Eine eindeutige fazielle Interpretation für den Cornberger Sandstein ist aufgrund des Mangels an eigenen Daten hier jedoch nicht möglich.

3.1.2 Zechsteinkonglomerat (C1)

Die Größe der Komponenten im Zechsteinkonglomerat beträgt in der Regel zwischen 0,2 und 3 cm und kann bis auf 20 cm ansteigen (Tafel 1, Fig. 2). Meist sind die Komponenten eckig bis kantengerundet; eine stärkere Zurundung tritt selten auf. Neben überwiegend Quarzkomponenten finden sich Bruchstücke des paläozoischen Untergrunds wie Sandsteine des Oberrotliegend, devonische Ton- und Kieselschiefer sowie Kalksteine oder unterkarbonische Grauwacken. Die Sortierung ist meist schlecht. Die Grundmasse ist überwiegend fein- bis mittelsandig und schwach karbonatisch, stellenweise auch siltig-mergelig. Gradierte Schichtung in Bereichen von 2 bis 10 cm und kleindimensionale Schrägschichtung (< 2 cm) konnten beobachtet werden. Die Grundmasse des überwiegend grundmassegestützten Konglomerats kann aus demselben siltig-karbonatischen Material wie der überlagernde *Productus*-Kalk bestehen (vgl. 3.1.4). In der Grundmasse treten stellenweise auch feine Schalen mariner Fossilien z.B. von *Productus cancrini* auf (FULDA 1935, SCHMIDT 1959). Der selten mehr als 2 m mächtige Abschnitt zeigt manchmal eine geringe Cu-Vererzung. PÖHLIG (1986) beschreibt in Abhängigkeit vom Unterlager unterschiedliche Ausbildungen des Konglomerats. Lagert dieses auf variszischem Untergrund, ist es meist grobklastisch mit geringem Grundmassenanteil entwickelt; folgt es auf die klastischen Gesteine des Oberrotliegend, so steigt der Grundmassenanteil an und die Größe der Komponenten nimmt ab.

SCHMIDT (1959), PRYOR (1971) und KULICK et al. (1984) deuten die Klastika als Aufarbeitungshori-

zont der Zechsteintransgression. RICHTER-BERNBURG (1987) geht jedoch davon aus, dass das Konglomerat zum überwiegenden Teil im Oberrotliegend noch vor der Transgression des Zechsteinmeeres entstand. Dabei wird angenommen, dass es sich beim C1 um den meist mehr oder weniger in situ verbleibenden Verwitterungsschutt des Grundgebirges handelt, der aber auch über längere Distanzen fluviatil transportiert und umgelagert sein kann. Für den südhessischen Raum wird beispielsweise im C1 ein fluviatiler Transport von Quarzgeröllen aus dem Taunus bis in den Vorspessart beschrieben (LIETZ 1967, KOWALCZYK 1983). Das Zechsteinkonglomerat wird daher als primär fluviatile und später marin überprägte Ablagerung aufgefasst (KOWALCZYK 1983). Die zuweilen in der Grundmasse anzutreffende marine Fauna soll ebenfalls später, während der Transgression, eingeschwemmt worden sein (FULDA 1935, RICHTER-BERNBURG 1987).

Die in den untersuchten Bohrungen vorherrschende texturale Ausbildung des Konglomerats sowie die beobachteten Sedimentstrukturen (Gradierung und kleindimensionale Schrägschichtung) lassen keine zweifelsfreie fazielle Einordnung (fluviatil oder marin) zu. Die nur wenig gerundeten Komponenten sowie deren schlechte Sortierung deuten auf kurze Transportweiten. Das Vorhandensein der siltig-karbonatischen Grundmasse in einem grundmassegestützten Konglomerat, wobei es sich bei der Grundmasse um dasselbe Sediment wie in dem überlagernden marinen *Productus*-Kalk handelt, zeigt möglicherweise eine marine Überprägung an.

3.1.3 Werra-Sandstein (S1)

Unterhalb des Kupferschiefers lagern graue, mittelkörnige Sandsteine, in die schwarze Tonfasern und z.T. auch geringmächtige Tonlagen bis 5 mm Mächtigkeit eingeschaltet sind (z.B. Brg. Rotenburg: 256,2–261,0 m; Brg. Lüdersdorf: 434,8–437,0 m; Brg. Mörshausen: 391,85–394,55 m; Tafel 1, Fig.1). Zudem lassen sich in den Sandsteinen stellenweise bis 4 cm hohe flasergeschichtete Schrägschichtungskörper erkennen. Abschnittsweise ist auch eine Lamination mit Wechsellagerung von Sand- und Tonsteinen ausgebildet. Die Sandsteine des S1 können unter oder über dem Zechsteinkonglomerat lagern und sich auch mit diesem verzahnen. Werra-Sandstein und Zechsteinkonglomerat werden daher als nahezu zeitgleiche Bildungen angesehen (KULICK et al. 1984).

KULICK et al. (1984) deuten die Sedimente als während der Zechsteintransgression im Küstenbe-

reich aufgearbeiteten und umgelagerten Cornberger Sandstein und/oder als andere verfrachtete und resedimentierte „Weißliegend“-Sandsteine. Ähnliche Sedimente in vergleichbarer stratigraphischer Position werden auch aus anderen Regionen des Zechsteinbeckens beschrieben. Im polnischen Becken wurden die oberen Partien der ansonsten überwiegend fluviatil-äolisch gebildeten Sandsteine des „Weißliegenden“ unter flachmarinen Bedingungen abgelagert (NEMEC & PORREBSKI 1977). Bioturbation und eine marine Fauna belegen dort ein marines Environment (PERYT 1989). Im südlichen Zechsteinbecken zeigen die oberen Partien äolischer „Weißliegend“ Sandsteine plastische Deformationsstrukturen und Aufarbeitungslagen, die als Folge der Zechsteintransgression interpretiert werden (GLENNIE & BULLER 1983).

3.1.4 Productus-Kalk (T1Ca)

Am Schiefergebirgsrand lagert der Productus-Kalk direkt dem Unterkarbon auf; in der Frankenberg-Schlüchterner Senke folgt er auf das Zechsteinkonglomerat. Diese Karbonate des T1Ca wurden dünnschliffmikroskopisch untersucht. Es lassen sich vier Mikrofazies-Typen (MF) unterscheiden.

MF1 Bioklasten-Rudstones

Als biogene Komponenten finden sich überwiegend Brachiopoden- und Muschelschalenbruchstücke sowie Bryozoenfragmente. Foraminiferen (*Glomospira* sp.) sind selten anzutreffen. Weiterhin kommen wenige Intraklasten und Peloiden vor. Dieser Mikrofazies-Typ ist am Schiefergebirgsrand ausgebildet.

MF2 Peloid-Brachiopoden-Grain-/Rudstones

An Komponenten überwiegen gut gerundete Peloiden (0,1–0,3 mm) sowie Bruchstücke von Brachiopodenschalen bis 1 cm Größe. Die Brachiopodenschalen sind größtenteils weggelöst und wie auch die internen Hohlräume mit calcitischem Blockzement verfüllt. An Foraminiferen treten *Agathammina* sp.,

Geinitzina sp. und *Nodosaria* sp. auf. Vereinzelt finden sich auch Gastropoden. Dieser MF-Typ kommt ebenfalls am Schiefergebirgsrand vor.

MF3 Siltige Foraminiferen-Bioklasten-Wackestones

Im Dünnschliff sind hauptsächlich Foraminiferen (*Agathammina* sp., *Geinitzina* sp. und *Nodosaria* sp.) und Schalenbruchstücke von Brachiopoden und Mollusken erkennbar. Seltener treten Bryozoenfragmente auf. In der siltig-karbonatischen Grundmasse sind vor allem im Übergang zum Zechsteinkonglomerat auch cm-große Lithoklasten vorhanden. Das regionale Vorkommen von MF3 ist auf die Frankenberg-Schlüchterner Senke beschränkt.

MF4 Bioturbate Mudstones

Es handelt sich um ehemals feingeschichtete Mudstones, wobei die Feinschichtung durch intensive Bioturbation in einzelne Fetzen zerrissen ist. An Biogenen finden sich lediglich Ostracodenschalen. Der MF-Typ tritt im Übergang vom Schiefergebirgsrand zum Hessischen Becken in der Korbacher Bucht auf.

HOLZAPFEL (1991) beschreibt am Schiefergebirgsrand zwei weitere Mikrofazies-Typen. Es handelt sich zum einen um Productiden-Pack-/Rudstones, in denen 2 bis 3 cm große Exemplare von *Productus* sp., z.T. auch in Körpererhaltung, nebst einer Fauna aus Bryozoen, Gastropoden, Mollusken und Foraminiferen auftreten. Weiterhin finden sich Bryozoen-Pack-/Grainstones mit *Acanthocladia* sp. und *Thamniscus* sp., selten *Fenestella* sp., *Syncocladia* sp. und *Stenopora* sp.; Productiden kommen nur untergeordnet vor. Beide MF-Typen sind in der unmittelbaren Nähe von Patch-Reefs ausgebildet, die auf Paläohochlagen direkt dem Unterkarbon auflagern können (vgl. Tafel 2/3 in KULICK 1968). Die von HOLZAPFEL (1991) beschriebenen Mikrofazies-Typen können, wie auch MF1 und MF2, als Detritusschüttungen von Patch-Reefs interpretiert werden. MF3 und MF4 wurden im etwas tieferen Subtidal bei geringer Strömungs-

energie sedimentiert. Das Auftreten von Ostracoden deutet auf restriktive Ablagerungsbedingungen hin. Die ansonsten im T1Ca vorhandene Fauna belegt normal marine Verhältnisse.

Der T1Ca ist überwiegend an den Rändern des Hessischen Beckens und im Bereich submariner Untiefen anzutreffen (vgl. SCHULZ 1981, PAUL 1986a, KULICK 1987a, 1999). Bisweilen kann der Productus-Kalk auch in bathymetrisch tiefere Positionen hinabreichen (KULICK et al. 1984). Der T1Ca wird als zeitgleiche Bildung zu den basalen Abschnitten des Kupferschiefers (T1) in den Beckenbereichen betrachtet (PAUL 1986a). Während dort die Laminites des Kupferschiefers unterhalb einer Chemo-/Redoxkline in einem anoxischen Milieu gebildet wurden (vgl. 3.1.5), befanden sich die Ablagerungsräume an den Beckenrändern und Paläohochlagen darüber (PAUL 1982a, b).

3.1.5 Kupferschiefer (T1)

Mit Ausnahme der beckenrandlichen Ablagerungsbereiche ist der Kupferschiefer über das gesamte europäische Zechsteinbecken von England bis nach Polen mit ähnlicher Lithologie ausgebildet. Er besteht aus feingeschichteten bis laminierten, bituminösen, schwach karbonatischen Tonsteinen. Der C_{org} -Gehalt kann in den basalen Abschnitten des T1 auf 10 bis 15 % ansteigen (JUNG & KNITZSCHKE 1976, SUN 1996) und beträgt im Vorspessart 4 bis 5 % (SCHUMACHER et al. 1984). Die Lamination ist auf einen Wechsel von hellen, karbonatreichen und dunklen Lagen mit einem hohen Gehalt an Ton und organischem Material zurückzuführen, wobei die Mächtigkeit der einzelnen Laminae unter 0,1 mm liegt (PAUL 1982a, SWEENEY et al. 1987). In den Flachwassergebieten der Beckenränder und auf submarinen Schwellen werden die Laminites des T1 durch fossilreiche Ablagerungen des T1Ca (vgl. 3.1.4) oder meist gut gebankte Karbonate mit cm-mächtigen Cu-vererzten Mergellagen (Kupferletten, Kupfermergel) faziell vertreten (PAUL 1986a, KULICK & KOWALCZYK 1987).

Im hessischen Zechsteinbecken lässt sich der Kupferschiefer in drei lithologische Zyklen unterteilen (THEUERJAHR 1984), die auch aus anderen Gebie-

ten bekannt sind (vgl. GERLACH & KNITZSCHKE 1978). Jeder Zyklus beginnt mit einem tonig-siltigen, z.T. feinsandigen Abschnitt und wird von einem karbonatischen Horizont abgeschlossen. Die spezifische Ausbildung der Zyklen ist abhängig von der jeweiligen paläogeographischen Position. An Hangpositionen submariner Schwellen dominieren die karbonatischen Abschnitte; Beckenprofile zeichnen sich durch ein Vorherrschen der tonigen Intervalle aus (THEUERJAHR 1984, SCHUMACHER et al. 1984). An Schwellenhangpositionen treten mit 3,5 bis 4 m die größten Sedimentmächtigkeiten des T1 in Folge zunehmender Einschaltungen von mächtigeren Karbonatlagen in die Laminit-Abfolge auf (SCHUMACHER et al. 1984). Im Becken schwankt die Mächtigkeit des Horizonts zwischen 0,3 und 3 m. Höhere Mächtigkeiten im Becken sind auf lokale Sedimentakkumulationen in kleineren Spezialsenken durch Material aus Rutschungen zurückzuführen (SCHUMACHER et al. 1984, THEUERJAHR 1984). Im Aufschlussbereich zeichnen sich kleinere Reliefunterschiede des Präzechstein-Untergrundes und somit nur geringe bathymetrische Differenzen während der Transgression des Zechsteinmeeres in einer unterschiedlichen Mächtigkeit des Kupferschiefers ab (Tafel 1, Fig. 3).

Auf die Vererzung (Cu-Pb-Zn) des Kupferschiefers, dessen Erzmineralparagenesen sowie auf die Modelle zur Erz-Genese und zur Herkunft der Metalle kann hier nicht eingegangen werden. Eine ausführliche Zusammenfassung dazu findet sich beispielsweise bei MEISL (1984).

Der Kupferschiefer wurde unter euxinischen Bedingungen in einem O_2 - H_2S stratifizierten Wasserkörper unterhalb der Wellenbasis abgelagert (PAUL 1982a, b). Eine Chemo- bzw. Redoxkline trennte dabei sauerstoffreiche, wellenbewegte Oberflächenwässer von stagnierenden und anoxischen Bodenwässern mit freiem H_2S (OSZCZEPALSKI & RYDZEWSKI 1987, SWEENEY et al. 1987, BECHTEL & PÜTTMANN 1997). Die Ausbildung der lithologischen Zyklen im T1 wurde durch eine sich ändernde Planktonproduktivität und durch die paläobathymetrische Verschiebung der Chemo-/Redoxkline gesteuert (PAUL 1982a, b, OSZCZEPALSKI & RYDZEWSKI 1987, SWEENEY et al. 1987). TURNER & MAGARITZ (1986) stellen einen Zusammenhang zwischen dem Frischwasserzufluss ins Becken, der Ausbildung einer Stratifizierung und der Erhöhung der Planktonproduktion fest, was zu regional auftretenden anoxischen Verhältnissen führte. Im basalen Teil des T1 waren anoxische Bedingungen nur in den tiefen Beckenbereichen vorhanden; submarine Schwellen befanden sich oberhalb der Chemo-/Redoxkline im gut durchlüfteten, normal salinen Wasser (vgl. 3.1.4). Während der Transgression verschob sich die Lage der Chemo-/Redoxkline allmählich nach oben, sodass auch die

Schwellen unterhalb der Chemo-/Redoxkline zu liegen kamen (PAUL 1986a).

Diesen sedimentologischen Modellvorstellungen steht jedoch eine Interpretation konträr gegenüber, die aus geochemischen Daten (organische Geochemie, stabile Kohlenstoff- und Sauerstoffisotope von Karbonaten und organischem Material) abgeleitet wurde (BECHTEL & PÜTTMANN 1997). Die geochemischen Daten legen nahe, dass die höheren Teile des T1 unter normalmarinen Bedingungen abgelagert wurden, wobei sich die Chemo-/Redoxkline unterhalb der Wasser-Sediment-Grenze befand. Spätestens zu Beginn des Zechsteinkalks (Ca1) brach das stabile Schichtungssystem aufgrund einer verbesserten Zirkulation des Meerwassers endgültig zusammen (SMITH 1980, PERYT 1984). Die lithostratigraphische Grenze zum Ca1 kann durch das Verschwinden der Lamination oder mit dem Auftreten der ersten Bioturbation gezogen werden.

Die Wassertiefe zur Zeit der T1-Sedimentation soll im südlichen Teil des Zechstein-Hauptbeckens mehr als 100 m (PAUL 1982b) bzw. mehr als 200 m (SMITH 1980) betragen haben. PERYT (1984, 1989) und OSZCZEPALSKI & RYDZEWSKI (1987) nehmen für das randlich gelegene polnische Nebenbecken weniger als 40 m Wassertiefe an. Ein ähnlicher Wert ist auch für das Hessische Becken vorstellbar, das sich in vergleichbarer randlicher Position befand. KULICK (1999) hingegen geht im Hessischen Becken von regional unterschiedlichen Wassertiefen zwischen 10 und 250 m aus. SCHULZ (1981) nimmt Werte von 60 bis 70 m an.

3.2 Lithofazies im Zechsteinkalk (Ca1) und Unteren Werra-Anhydrit (A1)

3.2.1 Bemerkungen zur Lithofazies und Lithostratigraphie

Die Lithostratigraphie des Zechstein 1 ist trotz des nahezu beckenweit anwendbaren zyklischen Gliederungsprinzips durch eine Reihe regionaler Unterteilungen gekennzeichnet. Innerhalb der überregional anzutreffenden lithostratigraphischen Einheiten Zechsteinkalk und Unterer Werra-Anhydrit werden beispielsweise lithofazielle Ausbildungen mit meist nur lokal begrenzter Verbreitung als eigenständige lithostratigraphische Einheiten ausgehalten (vgl. PRÜFERT 1969). Die dadurch bedingte

Vielfalt an lithostratigraphischen Namen trägt nicht unbedingt zum besseren Verständnis der faziellen Aspekte bei und kann mitunter bei großräumigen Korrelationen hinderlich sein. Es wurde daher darauf verzichtet, die Abfolge des Zechstein 1 in die jeweiligen regionalen Gliederungen einzupassen. Die Einteilung in Zechsteinkalk (Ca1) und Unterer Werra-Anhydrit (A1) reicht zur lithostratigraphischen Gliederung der näher untersuchten Abfolge vollkommen aus. Eine kurze Zusammenstellung

sonstiger gebräuchlicher Einteilungen im Ca1 und A1 sowie lithostratigraphisch ausgehaltener Lokaleinheiten wird im Folgenden gegeben.

Zechsteinkalk (Ca1)

Im Zechsteinkalk lassen sich nach RICHTER-BERNBURG (1955c) und KULICK et al. (1984) vier verschiedene, lokal auftretende lithologisch-fazielle Ausbildungen unterscheiden.

- Thüringer Fazies: Es handelt sich hier um dünn-schichtige, feinflaserige, mergelige Kalksteine mit Mächtigkeiten meist kleiner 10 m. Diese Ausbildung ist im subherzynen Becken, im Thüringer Becken, am westlichen Vorharz, am NW-Rand des Werra-Beckens und im Richelsdorfer Gebirge entwickelt.
- Hessische Fazies: In dieser Fazies treten mächtige, bankige Karbonate auf, die an den westlichen Beckenrändern und im Bereich von Flachwassergebieten im Hessischen Becken abgelagert wurden. Die typischen Ausbildungen finden sich am NE-Rand des Rheinischen Schiefergebirges, im Werra-Grauwackengebirge und am westlichen Harzrand.
- Südwesthessische Fazies: Im Bereich der Frankenberg-Schlüchterner Senke besteht der Ca1 aus einer mehr als 50 m mächtigen Abfolge aus überwiegend Tonsiltsteinen, fossilreichen Mergeln und geringmächtigen Karbonathorizonten.
- Pößnecker Fazies: Die Ca1-Entwicklung in Form von Riffkarbonaten tritt besonders in Ostthüringen und am Harzsüdrand im Bereich der Eichsfeld-Schwelle auf, findet sich aber auch im Hessischen Becken auf submarinen Schwellen.

Dieser regionalen Faziesunterteilung wird hier nicht gefolgt. Bei den eigenen faziellen Untersuchungen wird der Ca1 in Lithofazies-Typen eingeteilt. Hier wie bei der zyklischen Interpretation der Abfolge stehen genetische Aspekte im Vordergrund.

Anhydritknotenschiefer (A1Ca)

Im hessischen Zechstein wurde von RICHTER-BERNBURG (1941), KULICK et al. (1984) u.a. eine eigenständige lithostratigraphische Einheit im Unte-

ren Werra-Anhydrit ausgehalten, die als Anhydritknotenschiefer (A1Ca) bezeichnet wurde (FRANTZEN 1895). Vor allem im Werra-Becken und im SE-Teil der Frankenberg-Schlüchterner Senke sind laminierte Dolomite oder Kalksteine mit Lagen von laminationsparallel angeordneten, 2–3 mm großen Anhydritknoten vorhanden (KULICK 1987a). Der Anhydritknotenschiefer wird als karbonatische Ausbildung der basalen Teile des Unteren Werra-Anhydrits angesehen, trotzdem lithostratigraphisch von diesem meist abgegrenzt (vgl. KULICK et al. 1984, RICHTER-BERNBURG 1985). Eine eindeutige Grenzziehung ist jedoch aus folgenden Gründen nicht immer vorzunehmen:

(1) An den Rändern des Werra-Beckens können die karbonatischen Laminite mit Anhydrit/Gips-Horizonten wechsellagern. Sogar in höheren Teilen des Unteren Werra-Anhydrits sind innerhalb von Anhydrit-/Gips-Horizonten lithologisch vergleichbare „Anhydritknotenschiefer-Laminite“ eingeschaltet (vgl. DITTRICH 1964). Beim Vorhandensein einer Wechsellagerung aus „Anhydritknotenschiefer-Laminiten“ und Ca-Sulfaten kann eine lithostratigraphische Abgrenzung des A1Ca vom Unteren Werra-Anhydrit meist nicht einwandfrei vorgenommen werden.

(2) Außerhalb der Verbreitungsgrenzen der karbonatischen Laminite wurde von einigen Bearbeitern (z.B. KULICK et al. 1984) versucht, auch in den basalen Bereichen des A1, die überwiegend aus Ca-Sulfaten bestehen und nur einen geringen Karbonatanteil aufweisen, die lithostratigraphische Einheit des A1Ca auszuhalten. Jedoch sind diese Sulfat-Karbonat-Mischgesteine meist das Ergebnis frühdiagenetischer Prozesse, wobei die Karbonate von den Ca-Sulfaten verdrängt wurden (vgl. 3.2.4.1, LF20). Eine lithostratigraphische Abgrenzung nach rein makroskopisch-lithologischen Kriterien (d.h. hier dem Sulfatanteil) in Abfolgen, die einer unterschiedlich starken diagenetischen Verdrängung unterliegen, erscheint nicht unbedingt empfehlenswert.

Aufgrund dieser Schwierigkeiten wurde die lithostratigraphische Einheit des Anhydritknotenschiefers in der vorliegenden Arbeit nicht ausgetrennt.

Randkarbonat

Die karbonatische Abfolge des Zechstein 1 am Schiefergebirgsrand wird lithostratigraphisch in Zechsteinkalk und Randkarbonat (auch Randkalk oder Randdolomit) gegliedert (RICHTER-BERNBURG 1950a, KULICK 1968, KULICK & PAUL 1987c). Beim Zechsteinkalk handelt es sich überwiegend um schwach bituminöse Mudstones, die auch als Stinkkalke bezeichnet werden (RICHTER-BERNBURG 1950a, KULICK 1968). Im Randkarbonat treten hauptsächlich poröse Ooid-Grainstones auf, die als Schaumkalke bekannt sind (RICHTER-BERNBURG 1950a, KULICK 1968).

In den Randbereichen des hessischen Zechsteinbeckens (Nordrand des Spessarts und Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges) findet sich in der Werra-Folge eine karbonatisch-siliziklastische Entwicklung ohne die für die zentralen Beckenbereiche charakteristischen Evaporite. Auf die Karbonate des Z1 folgen dort die roten Tonsteine des Oberen (rezessiven) Werra-Tons (T1r). Dies bedingt unterschiedliche Auffassungen über die lithostratigraphische Einstufung des Randkarbonats am Schiefergebirgsrand und dessen fazieller Korrelation mit den Ablagerungen des zentralen Beckens. RICHTER-BERNBURG (1950a) sieht im Randkarbonat eine fazielle Vertretung des im zentralen Hessischen Becken und im Werra-Becken entwickelten Unteren Werra-Anhydrits (s.u.). KULICK (1968, 1991) parallelisiert das Randkarbonat mit dem Anhydritknotenschiefer des Werra-Beckens. PAUL (1985, 1986b) unternimmt keine lithostratigraphische Unterscheidung der beiden Einheiten, sondern ordnet das Randkarbonat dem Zechsteinkalk zu. Dieser Auffassung wird in vorliegender Arbeit gefolgt.

3.2.2 Komponenten

In den Karbonaten des Zechsteinkalks treten verschiedene Arten von Komponenten auf, die sich mikroskopisch weiter differenzieren lassen. Die Komponenten sowie deren Vorkommen in den jeweiligen Lithofazies-Typen sind in Abb. 4 zur Übersicht zusammengestellt.

Unterer Werra-Anhydrit (A1)

Der Untere Werra-Anhydrit unterhalb des Werra-Steinsalzes (Na1) kann im östlichen Werra-Becken (DITTRICH 1964) sowie am östlichen Harzvorland (JUNG 1958) nach textuellen Merkmalen in fünf bzw. sieben „Zonen“ gegliedert werden. Diese Zoneneinteilung des östlichen Werra-Beckens kann man auch auf den westlichen Teil des Beckens übertragen, wenn dabei lediglich die vorherrschend ausgebildeten Lithofazies-Typen berücksichtigt werden. Diese Einteilung des A1 in „Zonen“ wurde in vorliegender Arbeit nicht vorgenommen, da:

(1) sie nur auf den Bereich des Werra-Beckens beschränkt ist und im zentralen Hessischen Becken nicht angewandt werden kann.

(2) bei genauerer Betrachtung innerhalb der einzelnen „Zonen“ weitere Lithofazies-Typen vorliegen, die bei einer genetischen bzw. zyklischen Interpretation berücksichtigt werden müssen. Diese Gliederung ist somit eine zwar übersichtliche, aber doch zu starke Vereinfachung der Profilabfolge im A1.

(3) für eine zyklische Interpretation im A1 Transgressions-/Regressionstrends innerhalb unterschiedlicher Fazies von Bedeutung sind und nicht die strikte Korrelation derselben lithologisch-textuellen „Zonen“ bzw. derselben Lithofazies-Typen. Gleiche Lithofazies-Typen können in verschiedenen Faziesbereichen (Werra-Becken, zentrales Hessisches Becken, Norddeutsches Hauptbecken) in unterschiedlicher Position innerhalb der Zyklen auftreten. Die Korrelation verschiedener A1-Abfolgen aus verschiedenen Bereichen mittels einer Zonengliederung nach Lithologie/Textur steht somit einer zyklischen Interpretation konträr gegenüber.

Onkoide

Nach FLÜGEL (1982) sind Onkoide mm- bis cm-große, unregelmäßig geformte Komponenten mit nicht konzentrischen, sich z.T. überlappenden mikritischen Lagen, die auf biogene Anlagerungen (z.B. Algen, Foraminiferen) um einen Kern zurück-

zuführen sind. PERYT (1981b, 1983b) unterscheidet anhand der umkrustenden Organismen zwischen porostromaten (mit Feinstrukturen wie Zellfäden, z.B. von *Girvanella*) und spongiostromaten Onkoiden (ohne Feinstrukturen). Im Zechsteinkalk lassen sich zwei Onkoid-Typen erkennen.

Onkoid Typ-1

Es handelt sich um ca. 0,2-2 mm große umkrustete Körner. Die einzelnen Hüllen sind wegen starker Umkristallisation oft schwer gegeneinander abzugrenzen und der Kern zeichnet sich gegenüber dem Cortex meist nur undeutlich ab. Eine deutlich








| Komponentenart | Typ | Form | LF-Typ |
|----------------|-------|---|---------------|
| Onkoid | Typ-1 |  | 3, 8, 12 |
| | Typ-2 |  | 3, 8 |
| Ooid | Typ-1 |  | 8, 12, 13, 19 |
| | Typ-2 |  | 12 |
| | Typ-3 |  | 8, 12, 19 |
| Aggregatkorn | Typ-1 |  | 8, 12 |
| | Typ-2 |  | 8 |
| Pisoid | Typ-1 |  | 9 |
| | Typ-2 |  | 9 |
| Peloid | Typ-1 |  | 12, 13 |
| | Typ-2 |  | 12, 13 |
| | Typ-3 |  | 16, 18 |

Abb. 4. Komponenten-Typen im Zechsteinkalk und deren Vorkommen in den Lithofazies-Typen.

abgesetzte, dunkle mikritische Lage lässt sich jedoch in den meisten Onkoiden erkennen. Oft bildet sie als „micritic envelope“ den äußeren Begrenzungsrand der Komponente, kann aber auch bei erneuter Anlagerung von Hüllen innerhalb des Cortex vorkommen (Tafel 1, Fig. 4, 5, 6). An dieser Lage treten bevorzugt Bohrspuren und inkrustierende Foraminiferen auf (Tafel 1, Fig. 4, 5). Von FÜCHTBAUER (1968) werden ähnliche Onkoid-Formen aus dem Ca1 Norddeutschlands als „large, tender oncoids“ beschrieben. PERYT (1977, 1978a) berichtet von vergleichbaren Onkoiden aus dem Ca1 Polens („large, delicate, multilayered oncoids“), die ebenfalls von sessilen Foraminiferen inkrustiert werden (PERYT & PERYT 1975). Die zentralen Bereiche der Onkoide (Kern und innere Hüllen) können gelöst und mit Ca-Sulfat-Zementen (Anhydrit/Gips) ausgekleidet sein. Stellenweise tritt auch eine direkte Verdrängung der karbonatischen Onkoide durch diese Ca-Sulfate auf (Tafel 10, Fig. 6).

Onkoid Typ-2

Die Größe der Onkoide beträgt durchschnittlich 3 mm, kann aber bis auf 1 cm ansteigen. Typ-2 Onkoide sind durch unregelmäßig-wellige Lagen gekennzeichnet, die auf eine mikrobielle Umkrustung zurückzuführen ist. Die einzelnen Hüllen heben sich im Gegensatz zum Onkoid Typ-1 durch Farbunterschiede deutlich voneinander ab. Gelegentlich treten inkrustierende Foraminiferen auf. Beim Onkoid Typ-2 lassen sich bisweilen Übergangsformen zu einseitigem (stromatolithischen) Wachstum erkennen (Tafel 1, Fig. 8). Stellenweise sind auch verschiedenartige Anlagerungsrichtungen, vergleichbar dem Onkoid Typ I (I = inverted) (LOGAN et al. 1964, RADWANSKI & SZULSZEWSKI 1966, cit. in FLÜGEL 1982) vorhanden (Tafel 1, Fig. 7). Onkoide des Typ-1 können in den Typ-2 übergehen (Abb. 5). PÖHLIG (1986) beschreibt am Harzsüdrand ebenfalls den fließenden Übergang vom Onkoid Typ-1 in den Onkoid Typ-2, den sie als „stromatolithische Onkoide“ bezeichnet. PERYT (1978a) berichtet von ähnlichen Onkoiden aus dem Ca1 Polens.

Ooide

Gleichmäßig geformte Komponenten mit konzentrisch um einen Kern angelegerten Schalen wer-

den als Ooide bezeichnet (FLÜGEL 1982). Es können drei Ooid-Typen im Ca1 unterschieden werden.

Ooid Typ-1

Die hier als Ooide klassifizierten, nahezu kreisrunden 0,1 bis 0,3 mm großen Komponenten lassen wegen starker Rekrystallisation nur selten einen deutlichen internen Aufbau erkennen. Die Kernbereiche der Ooide sind mitunter teilweise oder vollständig gelöst (Tafel 2, Fig. 1,2). Die Ooide können den von RICHTER (1983) beschriebenen calcitischen, mikritischen bis mikrosparitischen Ooiden zugerechnet werden, bei denen es sich möglicherweise um calcitisierte, ehemals aragonitische Ooide handelt. Da im marinen Perm mit Ausnahme einiger calcitischer Schalenminerale (z.B. Brachiopoden) überwiegend Aragonit gebildet wurde (SANDBERG 1983), ist auch für die Ooide des Zechsteins eine primäre aragonitische Zusammensetzung wahrscheinlich. Stellenweise schwach angedeutete Radialstrukturen in den Ooiden sind vermutlich diagenetischer Entstehung (vgl. RICHTER 1983). Bei starker Rekrystallisation ist eine Unterscheidung zwischen Typ-1 Ooiden und Typ-1 Onkoiden nur schwer möglich (vgl. FÜCHTBAUER 1962, RICHTER 1983). Die Ooide besitzen im Allgemeinen einen geringeren Durchmesser als die Typ-1 Onkoide.

Ooid Typ-2

Typ-2 Ooide (Tafel 2, Fig. 4, 6) besitzen einen deutlich dickeren Cortexbereich als Typ-1 Ooide. Das Verhältnis von Cortexbreite zu Nukleus, das je nach Schnittlage bezüglich des Kerns (randlich oder zentral angeschnitten) schwanken kann, wurde im Schliff lediglich abgeschätzt. Genauere Bestimmungen der Schnittpositionen und die Ermittlung möglicher Fehler, die beim Vergleich verschiedener Schnittpositionen auftreten können, wurden nicht unternommen (vgl. FABRICIUS 1967). Während die Cortexbreite zum Nukleusradius beim Ooid Typ-1 ca. 1:2 bis 1:3 beträgt, zeigen die Typ-2 Ooide ein Cortex/Nukleus-Verhältnis von annähernd 1:1. Typ-2 Ooide sind zudem mit bis zu 1,5 mm meist deutlich größer als Typ-1 Ooide. Typ-2 Ooide können durch biogene Umkrustungen, ebenso wie Typ-1 Ooide, in Onkoide des Typ-1 übergehen (Abb. 5). Ähnliche

fließende Übergänge zwischen Ooiden und Onkoiden werden beispielsweise auch aus dem Ca2 Norddeutschlands beschrieben (FÜCHTBAUER 1962, SANNEMANN et al. 1978).

Ooid-Typ-3

Hierbei handelt es sich um stark verformte Komponenten, die einen deutlichen Wechsel von hellen und dunklen Lagen zeigen. Die Verformung besteht im Wesentlichen in einer Auslängung der Komponenten und der zickzackförmigen Verfaltung einzelner Lagen. Die deformierten Ooide kommen zusammen mit Onkoiden des Typ-1 vor, die keinerlei Verformung aufweisen. Die Komponenten werden nach der rein deskriptiven Einteilung von RICHTER (1983) den Ooiden zugeordnet und können allgemein als verformte Ooide („distorted ooids“ CAROZZI 1961; „spastolithes“ PETTIJOHN 1975) bezeichnet werden.

Den Typ-3 Ooiden werden zusammenfassend alle verformten Komponenten zugeordnet (vgl. Abb. 4). Im Ca1 sind weiterhin die von CONLEY (1977) erwähnten gelängten und eingekerbten Ooide („notched and stretched ooids“) zu beobachten (Tafel 2, Fig. 2, 3). RICHTER (1983) stellt eine Reihe möglicher Ursachen für die Bildung solcher Komponenten zusammen, wie z.B. das Zerbrechen weicher Ooide in einem turbulenten Milieu, frühe Lösung des Kerns bzw. des inneren Cortexbereichs und Kerns mit anschließender Kompaktion, Sedimentgleitungen oder Kompaktion vor der Zementation. Im Allgemeinen werden verformte Ooide als sekundäre Bildungen betrachtet (vgl. dazu Literaturzusammenstellung in STEINHOFF & STROHMENGER 1996).

Aggregatkörner

Als Aggregatkörner werden unregelmäßige, lapfenförmig umrissene Komponenten bezeichnet, die durch sparitischen oder mikritischen Karbonatzement oder mikrobiell verkittet sind (FLÜGEL 1982). Im Ca1 sind zwei Typen zu unterscheiden.

Aggregatkorn Typ-1

Es handelt sich um 5 mm bis mehrere cm-große Aggregatkörner, wobei einzelne Komponenten (meist Onkoide oder Ooide) durch Mikrospatit ver-

bunden sind und eine erneute mikrobielle Umkrustung erfahren haben (Tafel 2, Fig. 5, 6). Diese Art Aggregatkörner können mit den von ILLING (1954) definierten Grapestones verglichen werden. Der Übergang zu den als Lumps bezeichneten Komponenten wird nach MILLIMAN (1967) mittels des Mikritanteils festgelegt. Bei mehr als 50 % mikritischem Bindemittel zwischen den einzelnen Komponenten handelt es sich um Lumps. Da durch neomorphe Prozesse eine Mikritisierung ehemaligen Sparits stattgefunden haben kann, ist eine eindeutige, definitionsgemäße Unterscheidung beider Komponenten-Typen im Ca1 nicht möglich. Ähnliche Komponenten im Ca2 Norddeutschlands werden von FÜCHTBAUER (1962) als „Algenbeutel“ bezeichnet.

Aggregatkorn Typ-2

Die unregelmäßig, meist länglich geformten Aggregatkörner des Typ-2 bestehen aus einem oder mehreren Intraklasten als Kern, der von wenigen mikrobiellen Hüllen umgeben wird (Tafel 2, Fig. 7, 8). Die Größe beträgt 2 bis 15 mm. Bereits verfestigte Karbonatablagerungen werden aufgearbeitet, die so entstandenen Intraklasten mehr oder weniger stark angerundet und erneut durch mikrobielle Organismen umhüllt (vgl. STEINHOFF & STROHMENGER 1996).

Pisoide

Bei Pisoiden handelt es sich definitionsgemäß um große Komponenten (> 2 mm) mit nahezu konzentrischen mikritischen Laminae und meist einem Gesteinsbruchstück oder einem anderen Pisoid-Fragment als Kern (FLÜGEL 1982). Im Zechsteinkalk treten zwei Pisoid-Typen auf.

Pisoid Typ-1

Die Größe dieser Pisoide beträgt lediglich ca. 0,2 bis 1 mm und ist somit deutlich geringer als nach der üblichen Definition. Danach wären die Komponenten eigentlich zu den Ooiden zu stellen (vgl. RICHTER 1983). Eine Unterscheidung von Komponenten lediglich über die Größe ist jedoch problematisch und wird hier nicht angewandt, da dabei ansonsten klar zu differenzierende Komponenten unterschiedlicher Genese zusammengefasst würden.

Als Typ-1 PISOIDE werden hier annähernd runde Komponenten charakterisiert, die konzentrische Lagen um einen Kern aufweisen. Der konzentrische Aufbau des Cortex ist oft nur schwer zu erkennen. Darin sind radiale Strukturen meist schwach ausgeprägt. Die Typ-1 PISOIDE treten in 1 bis 3 cm mächtigen Horizonten auf und zeigen eine inverse Gradierung (Tafel 3, Fig. 1). Radiale Strukturen im Cortex und inverse Gradierung wurden am Beispiel des Capitan Reefs (New Mexico und Texas, USA) als typische Merkmale für PISOID-Ablagerungen beschrieben (DUNHAM 1969, ESTEBAN & PRAY 1983). Die Typ-1 PISOIDE werden als „vadose“ PISOIDE (DUNHAM 1969) im Sinne von ESTEBAN (1976) und ESTEBAN & PRAY (1983) gedeutet, die in geschützten, intertidalen Ablagerungsbereichen bei hypersalinem Milieu entstehen.

PISOID Typ-2

Typ-2 PISOIDE unterscheiden sich gegenüber solchen des Typ-1 durch ihre Größe (bis 1 cm) und ihre unregelmäßig-wellige, äußere Morphologie. Mehrere PISOIDE können durch Zementkrusten miteinander verbunden sein, wobei eine Zementation bevorzugt an der Unterseite zu beobachten ist (Tafel 3, Fig. 2). Große PISOIDE sind charakteristisch für ein Environment mit intensiver früher Diagenese (KENDALL 1969). PERYT (1983a, c) bezeichnet ähnliche Bildungen aus dem Ca1 Polens als VADOIDE, worunter er verschiedene PISOID-Typen (z.B. „vadose“ PISOIDE und Caliche PISOIDE) zusammenfasst. Kennzeichnend für diese Komponenten ist deren asymmetrischer Cortex, wobei sich die Hüllen entweder nach oben oder unten hin verdicken können. Die Komponenten sind oft zerbrochen und haben eine erneute Umkrustung erfahren, die sich ins umgebende Sediment fortsetzen und dann darin auslaufen kann (PERYT 1983a, c). Eine polygenetische Entstehung wird von PERYT & PIATOWSKI (1977a) diskutiert, wobei ONKOIDE eine spätere „vadose“ Umkrustung aufweisen. Die Genese der PISOIDE im Perm des Delaware Beckens (Guadalupe Mountains, Texas und New Mexico) wird ebenfalls auf mehrere Prozesse zurückgeführt (KENDALL 1969). Dort fand eine spätere Zementation von ONKOIDEN in der marin-vadösen oder meteorisch-vadösen Zone statt.

Peloide

Peloide sind mikritische, rundliche Komponenten mit elliptischem oder kreisförmigem Umriss und meist ohne erkennbare Internstrukturen (MCKEE & GUTSCHIK 1969). Peloide haben einen polygenetischen Ursprung, wobei die Genese oft schwer zu ermitteln ist (vgl. WRIGHT 1990a).

Peloid Typ-1

Beim Typ-1 handelt es sich um 0,1–0,2 mm große, meist runde bis elliptische, extrem dunkle, fast schwarze Körner, die jeweils nur in Zusammenhang mit Algenfilamenten und mikrobiellen Laminationen auftreten (Tafel 3, Fig. 3). Eine Bildung durch den Zerfall von Algen, durch Aufarbeitung von Mikrobematten oder durch spherulithische Umkrustungen von Cyanobakterien ist daher denkbar (Algen-Peloide, vgl. FLÜGEL 1982). Benthische Organismen wie z.B. Gastropoden und Crustaceen, aus deren Exkrementen sich ebenfalls Pelloide bilden können, sind im Zechstein extrem selten, sodass eine Entstehung der Pelloide auf diese Weise recht unwahrscheinlich ist (vgl. STEINHOFF & STROHMENGER 1996).

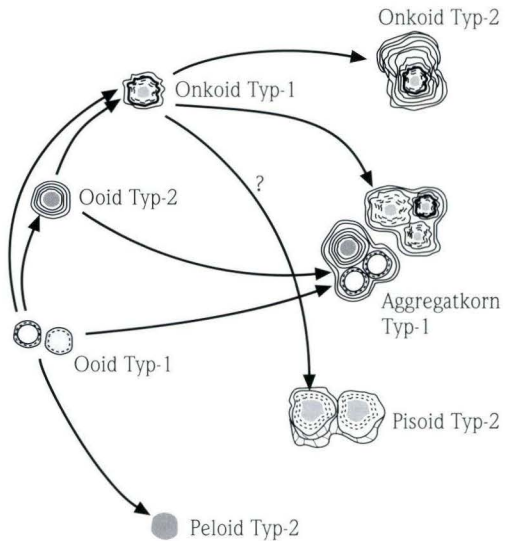


Abb. 5. Mögliche Übergänge zwischen im Ca1 auftretenden Komponenten.

Peloid Typ-2

Die Peloiden sind in der Regel mit durchschnittlich 0,5 mm ähnlich groß wie Typ-1 Ooide und zeigen eine gute bis sehr gute Rundung. Im Schliffbild erscheinen Typ-2 Peloiden im Vergleich zu Typ-1 Peloiden wesentlich heller. Die Komponenten werden als rekristallisierte Typ-1 Ooide interpretiert (vgl. Abb. 5). Peloiden, die durch Rekristallisation anderer Partikel entstehen, wurden von BLATT et al. (1972) als Pelletoiden bezeichnet.

Peloid Typ-3

Die 0,1 bis 1 mm großen Peloiden zeigen eine gute Rundung (Tafel 3, Fig. 4). Sie bestehen aus

dunkelbraunem, mikrokristallinem, später teilweise recalcitisiertem Dolomit. Typ-3 Peloiden sind somit deutlich größer als diejenigen des Typ-1 und 2. Als mögliche Genese dieser Peloiden ist eine Aufarbeitung und Zurundung von zuvor bereits lithifiziertem Karbonatschlamm in einem höher energetischen Environment vorstellbar. Die auf diese Art aus Intraklasten entstandenen runden und strukturlosen Komponenten werden von FAHRÆUS et al. (1974) als Pseudopeloiden bezeichnet. Einige Peloiden besitzen eine länglich-gebogene Form, die an Schalen detritus erinnert. Eine Bildung dieser Peloiden aus bereits mikritisierten Komponenten ist ebenfalls denkbar (vgl. BATHURST 1971, WRIGHT 1990a).

3.2.3 Lithofazies-Typen und Faziesgruppen des Zechsteinkalks (Ca1)

Die untersuchte Abfolge des Zechstein 1 besteht aus klastischen, klastisch-karbonatischen, karbonatischen, karbonatisch- evaporitischen und evaporitischen Sedimenten, die sich 26 Lithofazies-Typen (LF) zuordnen lassen. Diese lassen sich in 11 Faziesgruppen zusammenfassen (vgl. 3.2.5). LF1 bis LF19 sind lithostratigraphisch dem Zechsteinkalk, LF20 bis LF26 dem Unteren Werra-Anhydrit zuzuordnen (Tab. 2).

Die Darstellung der einzelnen Lithofazies-Typen ist folgendermaßen gegliedert: an die litho-

logische und sedimentologische Beschreibung schließt sich eine kurze Erläuterung zum stratigraphischen Vorkommen sowie zur regionalen Verbreitung an. Dieser Abschnitt soll eine Verbindung mit der konventionellen Lithostratigraphie und einen Vergleich mit älteren regionalen Arbeiten ermöglichen. Abschließend wird jeweils die fazielle Interpretation des LF-Typs oder mehrerer, genetisch verwandter LF-Typen vorgenommen.

3.2.3.1 Klastisch dominierte Beckenfazies

LF1 Silt- und Mergelsteine

LF1 besteht aus hell- bis rotbraunen und grüngrauen Silt- und Mergelsteinen, die einen schwankenden Karbonat- und Tongehalt aufweisen. Verschiedene Lithologien wurden vereinfachend zu diesem LF-Typ zusammengefasst, da auf vertikaler kurzer Distanz oft eine im cm-Bereich sich mehrfach wiederholende Wechsellagerung bei nur geringen lithologischen Unterschieden vorliegt. Nach PRÜFERT (1969) treten am nördlichen Vorspessart in den karbonatischen Peliten als Tonminerale hauptsächlich Illit und Chlorit auf. Der Quarzgehalt

schwankt dabei um 10 %, der Karbonatgehalt liegt zwischen 0,5 und 8 %.

Gelegentlich ist in den tonigeren Partien eine Feinschichtung vorhanden. Bei höherem Karbonatgehalt ist die Schichtung zuweilen durch Bioturbation gestört. Vereinzelt finden sich feine Schalenbruchstücke von Muscheln und Brachiopoden. Auf den Schichtflächen der plattig aufspaltenden Silt- und Mergelsteine kommen zudem häufig Pflanzenreste und auch komplett erhaltene, kleinere Brachiopoden vor. Der Gastropode *Euomphalus* sp. (Tafel 3, Fig. 6) tritt horizontweise in größerer Anzahl auf.

Tab. 2. Lithofazies-Typen im Zechsteinkalk und Unteren Werra-Anhydrit.

| Zechsteinkalk | |
|----------------------|--|
| LF1 | Silt- und Mergelsteine |
| LF2 | Tonsteine |
| LF3 | Biodetritische Kalkmergelsteine LF3-1 Bioklasten-Wacke-/Floatstones LF3-2 Intraklasten-Bioklasten-Wackestones |
| LF4 | Siltige, bioturbate Mudstones |
| LF5 | Feingeschichtete Mudstones |
| LF6 | Homogene Mudstones |
| LF7 | Poröse Mudstones mit Evaporitkristallen |
| LF8 | Onkoid-Wackestones |
| LF9 | Pisoid-Packstones |
| LF10 | Bioklastische Mud-/Wackestones LF10-1 Bryozoen-Mud-/Wackestones LF10-2 Crinoiden-Bryozoen-Wackestones |
| LF11 | Boundstones LF11-1 Undifferenzierte mikrobielle Boundstones LF11-2 Sphäroidale Boundstones LF11-3 Stromatolithe |
| LF12 | Onkoid-Ooid-Bioklasten-Packstones |
| LF13 | Algenlamierte Wacke-/Pack-/Grainstones LF13-1 Algenlamierte Ooid-Pack-/Grainstones LF13-2 Algenlamierte Ooid-Peloid-Bioklasten Wacke-/Packstones LF13-3 Algenlamierte Peloid-Foraminiferen Packstones |
| LF14 | Feinsandige Siltsteine |
| LF15 | Feingeschichtete Siltsteine |
| LF16 | Peloid-Pack-/Grainstones |
| LF17 | Konglomerat-Siltstein-Wechselfolge |
| LF18 | Konglomerat-Peloid-Pack-/Grainstone-Wechselfolge |
| LF19 | Ooid-Grainstones |

| Unterer Werra-Anhydrit | |
|-------------------------------|---|
| LF20 | Mikrobielle Bindstones (Stromatolithe) LF20-1 Verformte, anhydritische mikrobielle Bindstones LF20-2 Karbonat-Sulfat-Wechselagerung |
| LF21 | Laminite mit Evaporitkristallen |
| LF22 | Knollige Anhydrite (Chickenwire-Anhydrite) |
| LF23 | Vetikal gelängte Anhydrite (Selenite) |
| LF24 | Mosaikartige Anhydrite (Flaseranhydrite) |
| LF25 | Massige und verformte Anhydrite/Gipse |
| LF26 | Bituminöse Karbonat-Anhydrit-Laminite (Linienanhydrite) LF26-1 Karbonatische Laminite LF26-2 Tonig/bituminös-karbonatische Laminite LF26-3 Anhydritisch-karbonatische Laminite |

Stratigraphisches Vorkommen – Regionale Verbreitung

Die Verbreitung des LF-Typs ist auf die Frankenberg-Schlüchterner Senke beschränkt. Fast die komplette Abfolge des Ca1 wird dort von Silt- und Mergelsteinen aufgebaut, in die geringmächtige Horizonte des LF3 (s.u.) eingeschaltet sind. Im Gliederungsprinzip von PRÜFERT (1969) für den Zechstein am nördlichen Vorspessart ist LF1 sowohl in der „Unteren karbonatischen Folge“ als auch in der „Unteren pelitischen Folge“, die stratigraphisch dem höheren Z1 bis Z3 entsprechen soll, vertreten. Nach neueren Bohrergebnissen sind beide „Folgen“ jedoch in den Zechsteinkalk des Z1 zu stellen (KULICK et al. 1984, PAUL 1985, KULICK & KOWALCZYK 1987).

Fazielle Interpretation

LF1 wurde in einem klastisch beeinflussten, subtidalen Beckenbereich abgelagert. Nimmt man für den Kupferschiefer Wassertiefen bis maximal 40 m an (vgl. 3.1.5), so kann man für LF1, der überwiegend in den basalen Abschnitten des Ca1 auftritt, von vergleichbaren bzw. leicht geringeren bathymetrischen Werten ausgehen. Die Landnähe des Ablagerungsraumes wird durch die reichlich vorhandenen Pflanzenreste dokumentiert. Das Herkunftsgebiet der Klastika lässt sich in der Nähe der Hochzone des Spessart vermuten, wo nach PRÜFERT (1969) einzelne Inseln über das Meeresniveau hinausragten. Ab der Grenze Rotliegend/Zechstein fand jedoch kaum noch ein Transport klastischen Materials vom Spessart in die nördlichen Sedimentbecken statt, da der Spessart als submarine Schwelle in die marine Sedimentation des Zechsteins miteinbezogen wurde (KOWALCZYK 1983). Als Liefergebiet der Feinklastika kommt vielmehr die im NW gelegene Rheinische Masse in Betracht, wie die im Frankenger Raum abgelagerten grobklastischen Küstensedimente nahe legen (PRÜFERT 1969). Eine Verbindung der südlichen Teile des Hessischen Beckens mit dem sich östlich anschließenden Fränkischen Becken wurde von TRUSHEIM (1964) postuliert. Dort ist der Ca1 nahezu durchgehend pelitisch entwickelt. Eine Verfrachtung der Ton- und Siltfraktionen aus dem Fränkischen ins Hessische Becken scheint da-

her ebenfalls möglich. Die nördlich der Frankenberg-Schlüchterner Senke gelegene Kellerwald-Schwelle (vgl. Abb. 2) verhinderte wahrscheinlich, dass der aus Süden angelieferte Feindetritus nicht bis ins zentrale Hessische Becken und Werra-Becken gelangen konnte (KULICK et al. 1984).

LF2 Tonsteine

Es handelt sich um überwiegend dunkel- bis schwarzgraue, z.T. graubraune bis graugrüne, feingeschichtete, plattig aufspaltende, zuweilen schwach karbonatische, siltige Tonsteine. Röntgendiffraktometrische Untersuchungen zur Bestimmung der Tonminerale wurden nicht durchgeführt. Nach FÜCHTBAUER & GOLDSCHMIDT (1959) dominiert Muskovit innerhalb der tonigen Partien in den Karbonatfolgen des Zechsteins. Chlorit tritt nur selten auf.

Stratigraphisches Vorkommen – Regionale Verbreitung

Die Tonstein-Horizonte sind überwiegend in den Bohrungen aus dem zentralen Werra-Becken und dessen nordwestlicher Fortsetzung im Bereich der Baumbacher Schwelle (KULICK et al. 1984, vgl. Abb. 2) ausgebildet. Mehrere cm- bis dm-mächtige Horizonte sind dort besonders im oberen Teil des Ca1 und in den basalen Abschnitten des Unteren Werra-Anhydrits anzutreffen.

Fazielle Interpretation

Nach FÜCHTBAUER & GOLDSCHMIDT (1959) sind die Muskovite im Zechstein detritischen Ursprungs. Chlorit hingegen wird als authigene Neubildung im Sediment interpretiert. Die Tonsteine sind als feinklastischer Eintrag von Festlandsbereichen in das hessische Zechsteinbecken aufzufassen.

LF3 Biodetritische Kalkmergelsteine

Lithologisch handelt es sich um tonig-siltige Karbonate, die als Kalkmergelsteine zu klassifizieren sind (vgl. FÜCHTBAUER 1959). LF3 ist in dm-mächtigen Horizonten den feinklastischen Ablagerungen des LF1 eingeschaltet. Mikrofaziell können zwei Subtypen unterschieden werden, die in zwei Bohrungen (Lehrbach, Gelnhaar) näher untersucht wurden.

LF3-1 Bioklasten-Wacke-/Floatstones (Brg. Lehrbach)

Es treten hauptsächlich Schalenbruchstücke von Brachiopoden und Muscheln, Bryozoenfragmente und Foraminiferen auf. In geringerer Häufigkeit finden sich Crinoidenbruchstücke, Ostracoden, Gastropoden und Calcisphären. Nach Dünnschliffauszählungen überwiegt bei den Foraminiferen *Agathammina* sp. (53 %); daneben kommen weniger häufig *Nodosaria* sp. (16 %) und *Glomospira* sp. (19 %) vor; *Geinitzina* sp. (3 %) und *Ammodiscus* sp. (9 %) treten nur untergeordnet auf (Abb. 6).

LF3-2 Intraklasten-Bioklasten-Wackestones (Brg. Gelnhaar)

Hauptbestandteil an Komponenten sind eckige bis schwach angerundete Intraklasten mit Größen von 0,1 bis 0,5 cm, stellenweise auch bis 1 cm. Es handelt sich dabei um Bruchstücke von mikrobiellen Bindstones (LF11). Daneben finden sich recht häufig Schalenbruchstücke von Brachiopoden und Muscheln sowie Bryozoenfragmente. Weiterhin treten Onkoide und einige Algenfilamente auf. Gastropoden, Crinoiden und Foraminiferen sind in nur geringer Zahl vorhanden. Bei den Foraminiferen sind fast ausschließlich *Glomospira* sp. (53 %) und *Nodosaria* sp. (41 %) anzutreffen; *Ammodiscus* sp. tritt mit 6 % nur selten auf (Abb. 6).

Stratigraphisches Vorkommen – Regionale Verbreitung

Der Lithofazies-Typ ist auf den Zechsteinkalk in der Frankenberg-Schlüchterner Senke beschränkt. LF3-1 ist hauptsächlich im nordwestlichen Teil der Frankenberg-Schlüchterner Senke entwickelt (Brg. Lehrbach); LF3-2 tritt am nördlichen Vorspessart (z.B. Brg. Gelnhaar) auf.

Fazielle Interpretation

LF3 ist wie LF1 ebenfalls einer klastisch beeinflussten Beckenfazies des etwas tieferen Subtidals bei Wassertiefen < 40 m zuzurechnen. Der hohe Anteil an Bioklasten (Bryozoen, Brachiopoden- und Muschelschalenbruchstücke, Crinoiden und Gastropoden) ist auf einen Eintrag von nahe gelegenen Flachwassergebieten zurückzuführen, die für eine benthische Fauna günstige Lebensbedingungen boten. Die Lithoklasten im LF3-2 sind Folge von Schüttungen aus der Reef-Mound-Fazies am Vorspessart (vgl. 3.2.3.4) in die nördlich gelegenen Beckenbereiche (SE-Teil der Frankenberg-Schlüchterner Senke).

Über die relative Häufigkeit bestimmter Foraminiferen lassen sich weitere Differenzierungen vornehmen. Die Untersuchungen von PERYT & PERYT (1977) zeigen, dass *Agathammina-Nodosaria*-Vergesellschaftungen im Allgemeinen in Beckenab-

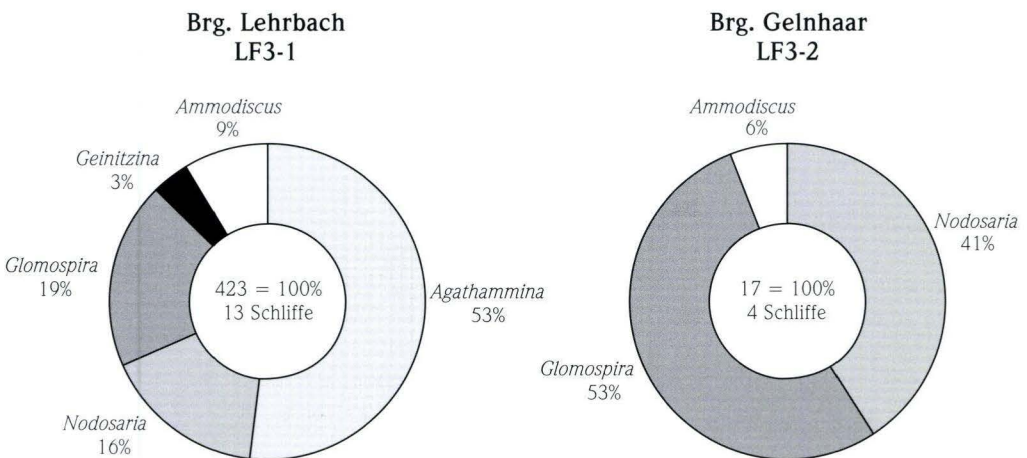


Abb. 6. Relative Häufigkeiten von Foraminiferen im LF3 aus der Frankenberg-Schlüchterner Senke. Die Bestimmung und Auszählung erfolgte an Dünnschliffen.

lagerungen bei größeren Wassertiefen (einige 10er m) vorkommen. Die Vergesellschaftung sessiler Foraminiferen (*Geinitzina-Glomospira*) ist dabei meist bei etwas geringerer Bathymetrie zu beobachten. *Ammodiscus* sp. findet sich hauptsächlich in Environments mit einem erhöhten terrigenen Eintrag. Abgeleitet aus der prozentualen Zusammensetzung an Foraminiferen zeigt demzufolge LF3-2 im Vergleich zu LF3-1 etwas geringere Wassertiefen an.

LF4 Siltige, bioturbate Mudstones

In den siltigen Mudstones ist eine intensive Bioturbation zu beobachten. Dies kann zur Aufhebung der primären Schichtungsgefüge führen und wird im Handstück durch die inhomogene Verteilung siltig-toniger und karbonatischer Gesteinspartien deutlich. Vereinzelt sind verdrückte und oft pyritisierte, cm-mächtige Grabgänge anzutreffen. Hauptbestandteil an Biogenen sind feine Bruchstücke von Brachiopoden und Muscheln, selten Ostracoden und Calcisphären. Crinoidenbruchstücke sind nur gelegentlich anzutreffen. Daneben kommen Foraminiferen der Gattungen *Agathammina* sp., *Glomospira* sp., *Nodosaria* sp. und selten *Ammodiscus* sp. vor. Im zentralen Werra-Becken und an dessen Randbereichen tritt im LF4 häufig der Gastropode *Euomphalus* sp. auf.

3.2.3.2 Subtidale Karbonatfazies

LF5 Feingeschichtete Mudstones

An Biogenen finden sich Schalenbruchstücke, Foraminiferen (*Ammodiscus* sp., seltener *Nodosaria* sp.), Calcisphären und Ostracoden. Die Feinschichtung der Karbonate ist makroskopisch gut erkennbar. Sie liegt im Bereich von 1 bis 1,5 cm und wird durch diagenetische Tonsäume akzentuiert. Weiterhin treten in den feingeschichteten Karbonaten cm-mächtige, ungeschichtete Mudstone-Lagen (LF6) auf. Sowohl die Liegend- als auch die Hangendkontakte dieser Horizonte zeigen meist eine ebene, scharfe Begrenzung. Bereichsweise ist ein welliges erosives Einschneiden ins Unterlager erkennbar. An der Grenze zwischen den feingeschichteten und den ungeschichteten Mudstone-Lagen sind oft 1 bis 2 cm lange Grabgänge ausgebildet. Zudem

Stratigraphisches Vorkommen – Regionale Verbreitung

LF4 findet sich meist an der Basis des Ca1 und wurde von KULICK et al. (1984) als „Bioturbationszone“ bezeichnet. Die Verbreitung von LF4 im Untersuchungsgebiet beschränkt sich im Wesentlichen auf das Werra-Becken und dessen Randbereiche. Lokal tritt LF4 auch im zentralen Bereich der Korbacher Bucht (z.B. Bohrung A92/B4, vgl. Abb. 14) auf.

Fazielle Interpretation

Wie die große Anzahl an diversen Biogenen nahe legt, wurde LF4 im etwas tieferen Subtidal bei überwiegend normalsalinen Bedingungen abgelagert. Das Auftreten von Calcisphären kann hingegen als ein Hinweis für ruhige lagunäre Flachwasserbedingungen (BRASIER 1980) in einem teilweise restriktiven Environment (FLÜGEL 1982) angesehen werden. Die Wassertiefe für LF4 wird im Bereich zwischen 10 und 30 m angenommen. Der Lithofazies-Typ ist den von PÖHLIG (1986) vom Harzrand beschriebenen „terrigen beeinflussten, laminierten Mudstone-Karbonaten“ vergleichbar. PERYT (1978a) bezeichnet im Ca1 Polens einen ähnlichen LF-Typ als „micrites interlaminated with clayey/terrigenous material“.

können dm-mächtige bioklastische Horizonte (LF3) innerhalb der Abfolge auftreten.

Stratigraphisches Vorkommen – Regionale Verbreitung

Die feingeschichteten Mudstones sind vorherrschend im basalen Ca1 oberhalb der Laminite des Kupferschiefers entwickelt. LF5 findet sich mit einer Mächtigkeit von ca. 2 m im Übergangsbereich vom Schiefergebirgsrand zum zentralen Hessischen Becken (Brg. Braunsen, vgl. Anhang 11.2). In der Frankenberg-Schlüchterner Senke wird LF5 ca. 7 m mächtig. In der Brg. Lehrbach (vgl. Anhang 11.2) ist LF5 nochmals in stratigraphisch höheren Teilen des Ca1 mit einer Mächtigkeit von ca. 2,3 m

anzutreffen. In den Tagesaufschlüssen am Spessart und der Wetterau ist der LF-Typ als dünnplattiger bis dünnbankiger, bituminöser Dolomit oder Kalkstein ausgebildet (vgl. PRÜFERT 1969, KULICK & KOWALCZYK 1987).

Fazielle Interpretation

Die feingeschichteten Mudstones des LF5 können als subtidale Bildungen bei ruhigen Sedimentationsverhältnissen unterhalb der Wellenbasis interpretiert werden. Für die Wassertiefe können ähnliche Werte wie im Kupferschiefer angenommen werden (bis 40 m). Die eingeschalteten Mudstones (LF6) und die bioklastischen Horizonte (LF3) sind das Ergebnis eines erhöhten Materialeintrages aus flacheren Ablagerungsbereichen. Kurzzeitige Sedimentationsereignisse als Folge von Stürmen sind als eine weitere Entstehungsmöglichkeit ebenfalls denkbar.

LF6 Homogene Mudstones

Bei den homogenen Mudstones handelt sich vorwiegend um rekristallisierte, bisweilen schwach bituminöse, mikro- bis feinkristalline Kalksteine. Daneben können auch feinkristalline Dolomite auftreten. Dieser Typ von Mudstones zeigt eine schwache Flaserung, die durch mm-mächtige, unregelmäßige tonige Einschaltungen hervorgerufen wird. Mikroskopisch ist oft eine Anreicherung von feinen, sich aufspaltenden, diagenetisch entstandenen Tonsäumen erkennbar. Mitunter können karbonatische Bereiche durch Tonsäume völlig separiert werden, wodurch eine knollige Textur entsteht (vgl. 7.1.7). Weiterhin sind den Mudstones mm- und z.T. cm-mächtige, wellige, sich stellenweise aufspaltende tonig-mergelige Lagen im cm- bis dm-Abstand eingeschaltet. In Übertageaufschlüssen wird dadurch eine Bankung hervorgerufen. An Fossilien kommen wenige Schalenbruchstücke (Muscheln, Brachiopoden, Ostracoden) und Foraminiferen vor.

Stratigraphisches Vorkommen – Regionale Verbreitung

In der Korbacher- und Marsberger Bucht wird der LF-Typ als „Stinkkalk“ bezeichnet und kann bis 50 m mächtig werden (KULICK 1968). LF6 ist ebenfalls im nördlichen Vorspessart in dolomitischer

Ausbildung verbreitet und erreicht dort Mächtigkeiten von 10 bis 20 m. Am Vorspessart ist in einigen Aufschlüssen (Altenmittlau, vgl. PRÜFERT 1969, KULICK & KOWALCZYK 1987; Hain-Gründau, vgl. PRÜFERT 1969) eine intensive Störung und kleindimensionale Verfaltung der Schichtlagerung oberhalb einer 2–3 m mächtigen, ungestört lagernden Einheit aus dünnbankigen Karbonaten (= LF5) zu beobachten (PRÜFERT 1969). LF6 kann auch als cm-mächtige Lagen in die Laminite des LF5 eingeschaltet sein (s.o.). In Bohrungen aus dem zentralen Hessischen Becken erreicht LF6 lediglich Mächtigkeiten von 5 bis 8 m.

Fazielle Interpretation

Die Mudstones sind als primärer Kalkschlamm in einem energiearmen, subtidalen Ablagerungsbereich entstanden. Die Wassertiefe wird mit Werten zwischen 5 und 20 m angenommen. Zeitweilig intertidale Bedingungen können nicht ausgeschlossen werden. Die Fossilarmut zeigt eingeschränkte Lebensbedingungen vermutlich aufgrund einer erhöhten Salinität an. Sich aufspaltende tonige und mergelige Lagen in den Karbonaten gehen auf diagenetische Drucklösung und eine damit verbundene Anreicherung der unlöslichen Bestandteile zurück (vgl. 7.2.7). Die gestörten Schichtlagerungen in den Spessart-Aufschlüssen sind auf frühe, subaquatische Rutschungen und Gleitungen zurückzuführen (PRÜFERT 1969). Geringmächtige Einschaltungen des LF6 in die tiefer subtidalen Laminite des LF5 sind auf Umlagerungsprozesse zurückzuführen (s.o., LF5).

LF7 Poröse Mudstones mit Evaporitkristallen

Bei den Mudstones handelt es sich meist um rekristallisierte, fein- bis mikrokristalline, nahezu fossilere Kalksteine oder Dolomite, vergleichbar denjenigen des LF6. Es lassen sich verschiedene Arten von Evaporiteinlagerungen bzw. von Lösungsporen erkennen:

(1) Zahlreiche 0,5 bis 1 mm große, rundliche Poren durchsetzen die Mikrospare. Die Poren werden als ehemalige isometrisch-granulare Ca-Sulfatkristalle (Gips/Anhydrit) interpretiert.

(2) Es treten 0,5 bis 1 mm große, leistenförmig tafelige und bis 5 mm große nadelig-fibröse Gips-

Einzelkristalle auf, innerhalb derer sich stellenweise kleinere ($< 0,2$ mm) reliktsche Anhydritkristalle erkennen lassen. In einigen Proben sind die nadeligen Gipskristalle gelöst und durchziehen das Gestein wie Messerstiche (Tafel 3, Fig. 5).

(3) Die Größe der nadelig-fibrösen Kristalle bzw. deren Poren kann bis 1 cm ansteigen. Zudem sind häufig rosettenförmige Kristallaggregate und Porenformen ausgebildet.

Stratigraphische Vorkommen – Regionale Verbreitung

Es lassen sich regionale Unterschiede in der Verteilung und Häufigkeit der verschiedenen Evaporiteinlagerungen bzw. Lösungsporen in den Karbonaten feststellen. Geringmächtige Horizonte mit rundlichen Poren, die mit homogenen Mudstones des LF6 wechsellagern, dominieren im Werra-Becken. Im Bereich der Hunsrück-Oberharz-Schwelle und im übrigen zentralen Hessischen Becken treten daneben 1 bis 3 m mächtige Horizonte mit zahlreichen, leistenförmig-tafeligen bis nadelig-fibrösen Kristallen auf. Im Übergang vom Schiefergebirgsrand zum zentralen Hessischen Becken überwiegen die großen leistenförmig-tafeligen bis nadelig-fibrösen Kristalle sowie die radialstrahligen bis rosettenförmigen Kristallaggregate. LF7 wird dort bis ca. 25 m mächtig und wurde von HERRMANN (1957) und KULICK (1968) als „Rosettenkalk bzw. -dolomit“ bezeichnet. Am Spessart treten in den Dolomiten des LF7 bis 5 cm große, unregelmäßige Lösungsporen auf, bei denen es sich ebenfalls um ehemalige evaporitische Kristallaggregate handeln dürfte. In der Frankenberg-Schlüchterner Senke sind überwiegend geringmächtige Horizonte mit kleinen runden Poren ausgebildet. Leistenförmig-tafelige bis nadelig-fibröse Kristallformen sind hier selten vorhanden.

Fazielle Interpretation

Ca-Sulfate in mikritischen Karbonaten können sich durch ein syn- bis frühdiagenetisches Verdrängen des noch plastischen Sediments (displacement) oder durch einen direkten Ersatz bereits lithifizierten Materials zu einem späteren Zeitpunkt

(replacement) bilden. Eine Ca-Sulfatkristallisation erfolgt bei einem frühen Displacement meist als Gips; bei einem späteren Replacement vorwiegend als Anhydrit (vgl. 7.2.5). Aufgrund des Zusammenhangs, der zwischen der Häufigkeit/Ausbildung der Sulfatminerale und ihrem regionalen Vorkommen im LF7 besteht, kann von einer frühen Bildung als Gips ausgegangen werden. Spätere diagenetische Prozesse (Dehydratation zu Anhydrit, erneute Hydratation) führten zu einer Änderung in der Sulfatmineralogie, worauf beispielsweise Anhydritrelikte in den Gipskristallen hindeuten. Die primäre Gipsbildung erfolgte aus sulfatgesättigten Porenlösungen im noch nicht vollständig lithifizierten Sediment. Die zum Teil nahezu idiotopischen Kristalle konnten fast unbehindert nach ihren Kristallgrenzen wachsen und verdrängten dabei das umgebende, noch plastische Karbonat. Displaziv entstandene Gipsrosetten sind auch aus Karbonaten des englischen Z1 bekannt (HARWOOD 1983).

Aus den randmarinen Bereichen des Persischen Golfs werden rezente Gipskristallbildungen in unverfestigtem Aragonit-Dolomit-Schlamm als Folge kapillar aufsteigender Porenwässer beschrieben (ILLING et al. 1965). Da keine Anzeichen für ein Trockenfallen in den Mudstones des LF7 vorliegen, wird eine Gipsprossung im Sediment bei ständiger Wasserüberdeckung angenommen. Ein Absinken höher konzentrierter Lösungen aus der Wassersäule ins unterlagernde Sediment ist dabei denkbar (vgl. MURRAY 1964, DEAN et al. 1975). Dieser Prozess findet nur dann statt, wenn die überlagernde Lösung dichter ist als die Porenfluide des Unterlagers. Beispielsweise laufen rezente Displacement-Prozesse durch absinkende Salinarlösungen im Bereich der Laguna Madre (Golf von Mexico) ab, wo sich Gipsrosetten im Sediment bilden (MASSON 1955, KERR & THOMSON 1963).

Zusammenfassend lässt sich feststellen, dass in den Gebieten des hessischen Zechsteinbeckens mit geringerer Wassertiefe (Randbereiche, zentrales Hessisches Becken) ein Absinken sulfathaltiger Laugen öfters und dadurch eine intensivere Gipskristallisation in den Karbonaten möglich war.

3.2.3.3 Sub- bis intertidale (supratidale) Karbonatfazies

LF8 Onkoid-Wackestones

In den Wackestones treten an Komponenten überwiegend Onkoide (Typ-1 und Typ-2), untergeordnet Aggregatkörner (Typ-1 und Typ-2) und selten Typ-3 Ooide auf. Typ-1 Ooide kommen entweder nur vereinzelt vor oder können als 0,5 bis 2 cm mächtige Packstone-Linsen in die Wackestones eingeschaltet sein. Die geringmächtigen Ooid-Packstones zeigen eine gute Sortierung und oftmals normale Gradierung. An Biogenen finden sich vereinzelt feine Schalenbruchstücke, gelegentlich Foraminiferen der Gattungen *Nodosaria* sp., *Agathammina* sp. und *Glomospira* sp. sowie wenige Korallenbruchstücke (*Calophyllum* sp.). Die Grundmasse besteht aus mikrokristallinem Calcit oder Dolomit mit einem schwankendem Ton- und Siltanteil.

Stratigraphisches Vorkommen – Regionale Verbreitung

Die Onkoid-Wackestones des LF8 sind als 0,2 bis 1,7 m mächtiger Horizont in die Mudstone-Abfolge des Ca1 (LF6/LF7) eingeschaltet. Weiterhin tritt LF8 am Top des Ca1 an der Basis einer markanten, 0,5 bis 1 m mächtigen Abfolge auf. Die Onkoid-Wackestones werden dabei von invers gradierten Pisoid-Packstones (LF9) überlagert (Abb. 7; Tafel 3, Fig. 7, 8). Die Onkoid-Wackestones des LF8 finden sich nur im zentralen Hessischen Becken und im Werra-Becken. Am Randbereich des Rheinischen Schiefergebirges, am Spessart und in der Frankenberg-Schlüchterner Senke ist LF8 nicht entwickelt. Am Harzrand werden von RICHTER-BERNBURG (1982) und PÖHLIG (1986), aus dem Thüringer Becken von JANKOWSKI & JUNG (1962) sowie LANGER (1977), aus Polen von PERYT (1978a) und aus England von SMITH (1980, 1986) ähnliche Onkoid-Horizonte im Ca1 beschrieben. LF8 im Hessischen Becken und die damit vergleichbaren, komponentenführenden Ablagerungen aus anderen Regionen des europäischen Zechsteins stellen somit beckenweite, lithostratigraphische Korrelationshorizonte dar.

Fazielle Interpretation

PERYT (1981b, 1983b) geht davon aus, dass es sich bei den Onkoiden im Zechstein um ursprüng-

lich porostromate Bildungen handelt, die durch eine diagenetische Überprägung ihre Feinstrukturen verloren haben. Onkoide, insbesondere porostromate *Girvanella*-Onkoide, sind Anzeiger für geringe Sedimentationsraten im marinen subtidalen Ablagerungsbereich (PERYT 1981b, PERYT 1983b) und kommen überwiegend in geschützten Lagunen vor (vgl. WRAY 1977). Die von FÜCHTBAUER (1968) aus dem Ca1 Norddeutschlands beschriebenen, und dem Typ-1 vergleichbaren Onkoide, sollen dort typisch für die Beckenfazies des Ca1 sein und Bildungstiefen > 30 m anzeigen. Nach PERYT (1977, 1978a) sind solche Onkoide im Ca1 Polens jedoch kennzeichnend für niedrig energetische Verhältnisse und schwache Bodenströmungen in Wassertiefen von wenigen 10er Metern. Typ-2 Onkoide können sich auch im oberen Sub- bis Intertidal bei höher energetischen Verhältnissen bilden (PERYT 1978a) und treten oft in der Nähe submariner Schwellen auf (PÖHLIG 1986).

In den Onkoiden des LF8 wird eine verminderte Sedimentation durch die Inkrustation von Foraminiferen auf den Onkoidhüllen und durch mikritisierte Onkoidhüllen mit erneuter Anlagerung von Algen angezeigt. Das Vorkommen der Onkoide in einer überwiegend tonig-mergeligen Grundmasse deutet niedrig energetische Verhältnisse an. Eine Umlagerung von Typ-2 Onkoiden aus höher energetischen, submarinen Schwellenbereichen in geschützte Ablagerungsräume ist wahrscheinlich. Dies wird auch durch erodierte und erneut umkrustete Onkoide, desweiteren durch Onkoide mit einem einseitigen stromatolithischen Wachstum, verdeutlicht, wobei die ursprünglich vertikale Anwachrichtung jetzt schräg nach unten zeigt (Tafel 1, Fig. 8). Die Aufarbeitung bereits verfestigten Sediments mit einer anschließenden Algenumkrustung weist darauf hin, dass Typ-2 Aggregatkörner im höher energetischen Flachwasserbereich, wie z.B. Barren und Untiefen, entstanden (vgl. STEINHOFF & STROHMENGER 1996). Typ-1 Aggregatkörner bildeten sich nach denselben Autoren bei geringerer Wasserenergie, z.B. hinter Barren und Untiefen. Dort ist bei einer weniger häufigen Umlagerung der Komponenten eine mikrobielle Umkrustung

und Zementation mehrerer Komponenten möglich (vgl. WRIGHT 1990a). Das Auftreten von Aggregatkörnern im LF8 ist auf eine Umlagerung aus diesen höher energetischen Bereichen ins niedrig energetische Subtidal zurückzuführen. Dies trifft auch auf die Ooide zu, die in den gradierten Packstone-Linsen innerhalb des LF8 anzutreffen sind. Ooide werden in der Regel ebenfalls im höher energetischen Milieu gebildet und können aus ihrem ursprünglichen Ablagerungsraum leicht verfrachtet werden (FLÜGEL 1982, WRIGHT 1990a). Die Wassertiefe im LF8 wird im Bereich von wenigen dm bis wenigen 10er m angenommen.

LF9 Pisoid-Packstones

Im LF9 sind überwiegend 1 bis 3 cm mächtige Horizonte aus invers gradierten Typ-1 Pisoiden anzutreffen (Tafel 3, Fig. 7, 8, 9). Eng verknüpft mit den Pisoid-Packstones ist das Vorkommen kleiner, bis maximal 5 cm hoher columnarer und digitater Stromatolithen, die auf die invers gradierten Packstone-Lagen folgen (Abb. 7). Der bei Stromatolithen normalerweise charakteristische Wechsel von hellen und dunklen Lagen ist wegen intensiver Rekrystallisation nur andeutungsweise vorhanden. Wachstumsunterbrechungen verbunden mit einer geringen Änderung in der Wachstumsrichtung

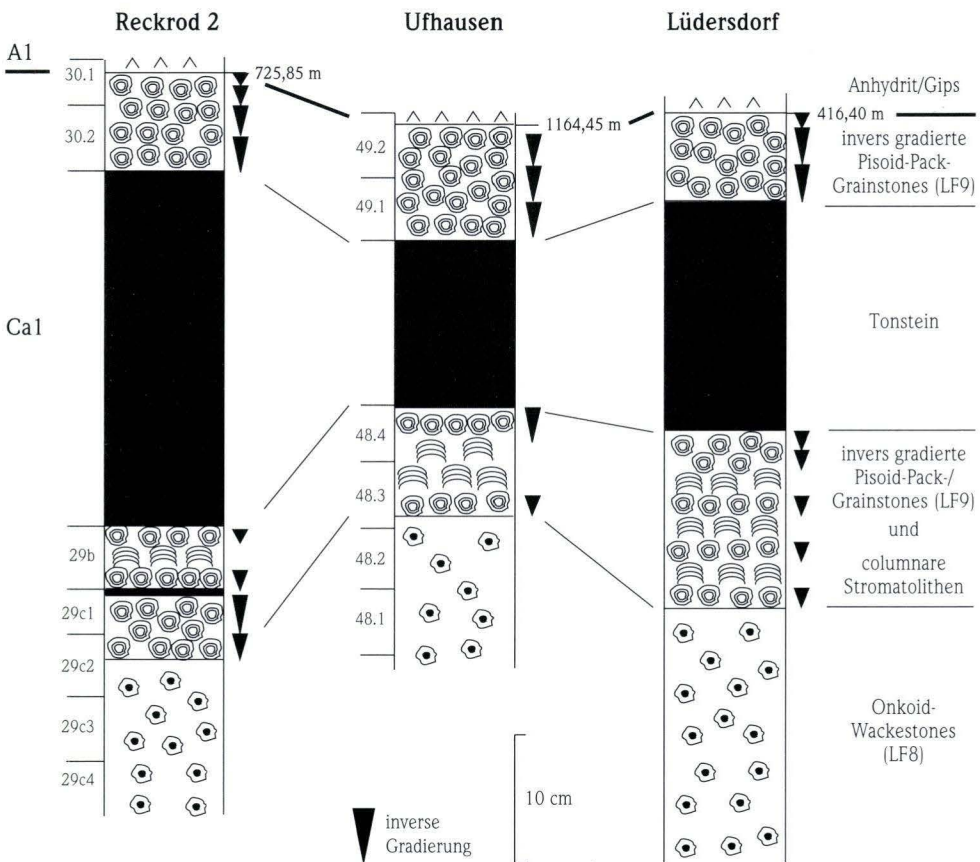


Abb. 7. Detailkorrelation in der sub- bis intertidalen (supratidalen) Karbonatfazies (F3), bestehend aus LF8 (Onkoid-Wackestones), LF9 (Pisoid-Packstones) und Tonsteinen (LF2). Die Nummern am linken Rand der Profilsäulen in den Bohrungen Reckrod 2 und Ufhäusen beziehen sich auf Dünnschliffproben. Die Tiefe der Ca1/A1-Grenze in den Bohrungen ist jeweils angegeben. Die Lage der Bohrungen ist aus Abb. 2 ersichtlich.

zeichnen sich hingegen deutlich ab. Packstone-Horizonte aus Typ-2 Pisoiden zusammen mit Zementkrusten (vgl. 7.1.3.2) und wenigen Typ-1 Onkoiden treten nur im Bereich der Hunsrück-Oberharz-Schwelle auf.

Stratigraphisches Vorkommen – Regionale Verbreitung

LF9 ist mit LF8 am Top des Ca1 assoziiert (Abb. 7). Für die regionale Verbreitung treffen deshalb auch die bei LF8 gemachten Feststellungen zu. Columnare Stromatolithen werden aus dem obersten Bereich des polnischen Ca1 innerhalb einer Pisoid-Onkoid-Abfolge beschrieben (PERYT & PIATOWSKI 1977b). SMITH (1986) berichtet von Stromatolithen in vergleichbarer stratigraphischer Position („Trow Point Bed“ im englischen Z1). Am Harzrand (RICHTER-BERNBURG 1982, PÖHLIG 1986) und im Thüringer Becken (LANGER 1977) sind diese ebenfalls am Top des Ca1 bekannt.

Fazielle Interpretation

Das bekannteste Beispiel einer Pisoid-Fazies findet sich im permischen Capitan Reef Komplex, New Mexico und Texas (DUNHAM 1969, ESTEBAN & PRAY 1983). Dort werden „vadose“ PISOIDE im höheren Intertidal bei hypersalinem Milieu in einem ruhigen und geschützten Ablagerungsbereich gebildet, wo ein in situ Wachstum der Komponenten

möglich ist (ESTEBAN 1976, ESTEBAN & PRAY 1983). „Vadose“ PISOIDE (bzw. VADOIDE nach PERYT 1983c) sind typisch für das späte Stadium präevaporitischer Becken (PERYT 1983a). Ein mögliches rezentes Analogon ist der hypersaline Lake McLeod in Westaustralien, wo die Bildung von PISOIDEN im Randbereich einer Salina stattfindet (HANDFORD et al. 1984). Ebenfalls aus einer evaporitischen Lagune werden von SIMONSON & JARVIS (1993) präkambrische PISOIDE beschrieben, die von Algenmatten überlagert werden. Die mit den PISOIDEN assoziierten columnaren Stromatolithen können im höheren Subtidal bis ins Intertidal auftreten. Ein rezentes Beispiel für im Intertidal gebildete columnare Stromatolithen findet sich in der Shark Bay, Westaustralien (LOGAN 1961). Columnare Wuchsformen aus dem flachen Subtidal werden von GEBELEIN (1969) rezent von den Bermudas und von PERYT & PIATOWSKI (1977b) fossil aus dem Zechsteinkalk Polens beschrieben. Anzeichen für eine subaerische Exposition wie z.B. Trockenrisse oder Tepee-Strukturen innerhalb der Pisoid-Horizonte des Ca1 konnten nicht beobachtet werden. Jedoch wird durch das lokale Auftreten von Zementkrusten an der Unterseite der Typ-2 PISOIDE eine intensive frühe Diagenese unter marin-vadosen Bedingungen angedeutet (vgl. 7.2.3.2). Für LF9 wird daher eine Wassertiefe von 0 bis max. 5 m angenommen.

3.2.3.4 Reef-Mound-Fazies

LF10 Bioklastische Mud-/Wackestones

In LF10 sind zwei Typen über die jeweils dominierenden Bioklasten zu unterscheiden.

LF10-1 Bryozoen-Mud-/Wackestones

An Bioklasten treten überwiegend Bryozoenfragmente auf. Daneben finden sich Bruchstücke von Brachiopodenschalen sowie Foraminiferen (*Nodosaria* sp.). Stellenweise sind peloidale Gefüge zu beobachten.

LF10-2 Crinoiden-Bryozoen-Wackestones

In LF10-2 dominieren Crinoidenbruchstücke (< 2 mm), die zuweilen randlich angebohrt sein

können. Weiterhin finden sich reichlich Bryozoenfragmente und untergeordnet auch Bruchstücke von Brachiopodenschalen. Eine Fixierung von Sediment erfolgte vermutlich teilweise mikrobiell, worauf vereinzelt anzutreffende Algenfilamente hinweisen.

Stratigraphisches Vorkommen – Regionale Verbreitung

siehe LF11

Fazielle Interpretation

LF10 tritt an der Basis der Reef-Mound-Fazies auf, wo dieser LF-Typ mit cm- bis dm-mächtigen

Tonsteinhorizonten wechsellagert (Abb. 8). Algenfilamente und peloidale Gefüge deuten eine mikrobielle Beteiligung an. Peloidale Gefüge können beispielsweise in situ durch filamentöse Cyanobakterien gebildet werden (NOÉ 1996). Bioklastische, karbonatschlammreiche Sedimente werden als typisch für die basalen Abschnitte spätpaläozoischer Mounds beschrieben (WILSON 1975, vgl. Abb. 9). Sedimentbindende Organismen sind in diesem Bereich nur selten anzutreffen (WILSON 1975).

LF11 Boundstones

Im Allgemeinen lassen sich bei mikrobiellen Karbonaten drei Endglieder unterscheiden. Thrombolithe, Stromatolithe und undifferenzierte mikrobielle Boundstones (KENNARD & JAMES 1986). Thrombolithe zeigen im Gegensatz zu Stromatolithen keine Laminationen, sondern sind durch kryptomikrobielle (vgl. KRUMBEIN 1983, BURNE & MOORE 1987, RIDING 1991, 2000), klumpige Strukturen („clotted texture“) gekennzeichnet (AITKEN 1967). Die einzelnen Klumpen in den Thrombolithen werden als gesonderte, diskrete Wachstumsformen von jeweils calcitischen, intern wenig differenzierten Mikrobengemeinschaften interpretiert (KENNARD & JAMES 1986). Undifferenzierte mikrobielle Boundstones zeigen ein unregelmäßig scheckiges („mottled“), fleckiges und massiges, nicht laminiertes und nicht klumpiges Gefüge. Sie stellen durch organische und/oder inorganische Prozesse modifizierte Thrombolithe oder auch Stromatolithe dar (KENNARD & JAMES 1986). In den Boundstones des LF11 lassen sich drei Typen unterscheiden.

LF11-1 Undifferenzierte mikrobielle Boundstones

Es handelt es sich um hellgraue, z.T. stark brekziöse und poröse Dolomite. Stellenweise ist ein fleckenhaft verteiltes Gefüge von dunklem mikrokristallinen, dolomitischen Material und hellerem feinkristallinen Dolosparit zu beobachten, das mit den von KENNARD & JAMES (1986) beschriebenen „clots“ verglichen werden kann. Zwischen den „clots“ sind unregelmäßige, mikritische Bereiche vorhanden. Durch die bereichsweise ausgebildete „clotted texture“ wird eine genetische Verknüpfung dieser undifferenzierten Boundstones mit

Thrombolithen angedeutet. Weiterhin sind makroskopisch bis cm-große Gesteinslösungsporen und Fossillösungsporen von Brachiopoden- und/oder Muschelschalen auszumachen. Im Schlift sind Bryozoenfragmente deutlich erkennbar (z.B. *Fenestella* sp. und *Acanthocladia* sp., vgl. KULICK 1979).

LF11-2 Sphäroidale Boundstones

Bei den sphäroidalen Boundstones sind sowohl hemikonzentrische, d.h. zu einer Seite hin offene, Umkrustungen als auch in sich geschlossene, konzentrische Umkrustungen auszumachen (Tafel 4, Fig. 1, 2), die oft um Bryozoenfragmente angelagert sind. Mehrere Sphäroide bzw. Hemisphäroide können durch randliche, übergreifende Lagen wiederum miteinander verbunden sein. Die Größe der Sphäroide/Hemisphäroide beträgt zwischen 0,5 und 30 mm. Die Umkrustungen zeigen einen Wechsel von dunklen dolomitischen, mikrokristallinen und hellen dolomitischen, feinkristallinen Sparit-Lagen. Die Dicke der hellen Lage beträgt mit 0,1 bis 0,5 mm in der Regel das Doppelte bis Vierfache der dunklen Lage. Zwischen den Sphäroiden/Hemisphäroiden findet sich mikritisches Internsediment. Gelegentlich sind Brachiopodenschalenbruchstücke vorhanden. LF11-2 tritt in enger räumlicher Verknüpfung mit LF11-1 auf; beide können sich im Schlibfbereich abwechseln.

LF11-3 Stromatolithe

Die Lamination wird durch den Wechsel von dunklen, mikrokristallinen und hellen, feinkristallinen Dolomit-Lagen erzeugt (vgl. LF11-2). Die Mächtigkeiten der hellen und dunklen Lagen ist in etwa gleich groß und beträgt in der Regel 0,05 bis 0,1 mm. Die Lamination ist eben, bisweilen leicht wellig. Als Begleitfauna sind Gastropoden sowie inkrustierende Foraminiferen vorhanden. Bryozoen und Brachiopoden konnten nicht beobachtet werden.

HECHT (1960) und KERKMANN (1967, 1969) ordnen im thüringischen Zechstein vergleichbare Umkrustungen und Laminationen wie diejenigen im LF11-2/LF11-3 den Cyanophyceen zu und bezeichnen diese in Anlehnung an WALTHER (1908, cit. in HECHT 1960) als Stromarien (*Stromaria*

schubharthi). WALTHER erkannte nämlich, dass es sich bei den zuerst von GEINITZ (1861, cit. in PERYT 1986a) beschriebenen Organismen nicht um Schwämme (*Spongia schubharthi*), sondern um Algenformen handelt. PERYT (1986a) sieht in den Stromarien aus dem europäischen Zechstein ein Äquivalent zu der aus anderen permischen Riffen bekannten Rotalge *Archaeolithoporella* und vergleicht beide Formen. Neuere Arbeiten (GROTZINGER & KNOLL 1995) betrachten *Archaeolithoporella* als eine calcitisierte, stromatolithische mikrobielle Struktur. Beispielsweise kommt *Archaeolithoporella* im permischen Capitan Reef (Guadalupe Mountains, Texas und New Mexico, USA) als primäre Umkrustung vor, auf die weitere mikrobielle Krusten folgen (KIRKLAND et al. 1998).

Rezente mikrobielle Matten werden nicht ausschließlich von Cyanobakterien aufgebaut, sondern sind durch ein diverses Mikroökosystem gekennzeichnet, an dessen Aufbau weiterhin Pilze, chemo-organotrophe Bakterien und phototrophe Organismen beteiligt sind (GERDES & KRUMBEIN 1987). Ein Modell zur Entstehung von biolaminieren Gefügen wird an einem Rezentbeispiel (*Wetheredella* sp.) von KAZMIERCZAK & KEMPE (1992) beschrieben. Die Laminationen entstehen dabei durch den saisonalen Wechsel in der Karbonatsättigung. Anfänglich bildet sich eine mikritische Mg-Calcit Kruste auf der Mattenoberfläche. Unterhalb der in vivo zementierten Matte findet ein bakterieller Zersatz und eine mikrobiell gesteuerte Abscheidung von fibrösem Aragonit statt. Das resultierende Gefüge zeigt dunkle, mikritische Lagen im Wechsel mit hellen Sparit-Lagen, die später durch eine neomorphe Umwandlung des Aragonits entstanden. Dieser Mechanismus wird auch von GROTZINGER & KNOLL (1995) für die Bildung von *Archaeolithoporella* sp. angenommen. Annähernd gleich dicke helle und dunkle Lagen entstehen bei ebenen Wuchsformen. Dickere helle Sparit-Lagen sind an pustulare-knollige Oberflächen gebunden (KAZMIERCZAK & KEMPE 1992, GROTZINGER & KNOLL 1995). Dieser Sachverhalt lässt sich auch in den verschiedenen Verhältnissen der Lagendicken in den sphäroidalen Boundstones (LF11-2) und den Stromatolithen (LF11-3) nachvollziehen.

Stratigraphisches Vorkommen – Regionale Verbreitung

LF10 und 11 sind in den Bohrungen Gelnhaar und Burgjoß am nördlichen Vorspessart anzutreffen. Die Reef-Mound-Fazies in der Bohrung Gelnhaar wird ca. 47,2 m mächtig und zeigt am Top Verkarstungserscheinungen. In der Bohrung Burgjoß sind oberhalb der 28 m mächtigen Abfolge Evaporite des A1 entwickelt. In der Bohrung Rengshausen nahe der Hunsrück-Oberharz-Schwelle lagert die ca. 36 m mächtige Reef-Mound-Fazies direkt dem Kupferschiefer auf. Dagegen treten in Thüringen und am Harzsüdrand mächtigere mikrobielle Bildungen erst im höheren Ca1 auf (PAUL 1996).

Fazielle Interpretation

Bryozoen spielen als Sedimentfänger in den Reef-Mounds eine nur untergeordnete Rolle. Der Aufbau der Karbonatstruktur wird hauptsächlich mikrobiell verursacht. Frühe marine Zemente, bekannt z.B. aus dem Tunstall Reef des englischen Z1 (HOLLINGWORTH & TUCKER 1987) sowie auch aus den meisten anderen permischen Riffen (FLÜGEL 1994, WEIDLICH 1996), sind in den Reef-Mounds nicht ausgebildet bzw. können aufgrund der intensiven Dolomitisierung (vgl. 7.1.2, 7.2.2) nicht erfasst werden.

Die Reef-Mound-Fazies lässt in der Bohrung Gelnhaar eine graduelle Abfolge erkennen (Abb. 8), die mit der Zonierung paläozoischer Mounds verglichen werden kann (Abb. 9). Im Gegensatz zu den von WILSON (1975) beschriebenen spätpaläozoischen Mounds des Mittel- und Oberkarbons (Pennsylvanian) und des frühen Perms, in denen phylloide Algen beim Aufbau dominieren, gehen diese während des höheren Perms (Sakmarian und Artinskian, entspricht dem oberen Autun und unteren Teil des Saxon nach HAQ & VAN EYSINGA 1998) stark zurück (RIDING & GUO 1991). Bis ins späte Perm sind schließlich *Tubiphytes* und *Archaeolithoporella* neben Kalkschwämmen die wesentlichen Organismen bei der Mound-Konstruktion (RIDING & GUO 1991, FLÜGEL 1994).

In der Abfolge des Reef-Mounds (Abb. 8, 9) entspricht LF10 der basalen bioklastischen Wackestone Einheit. Die darauf folgenden mikrobiellen

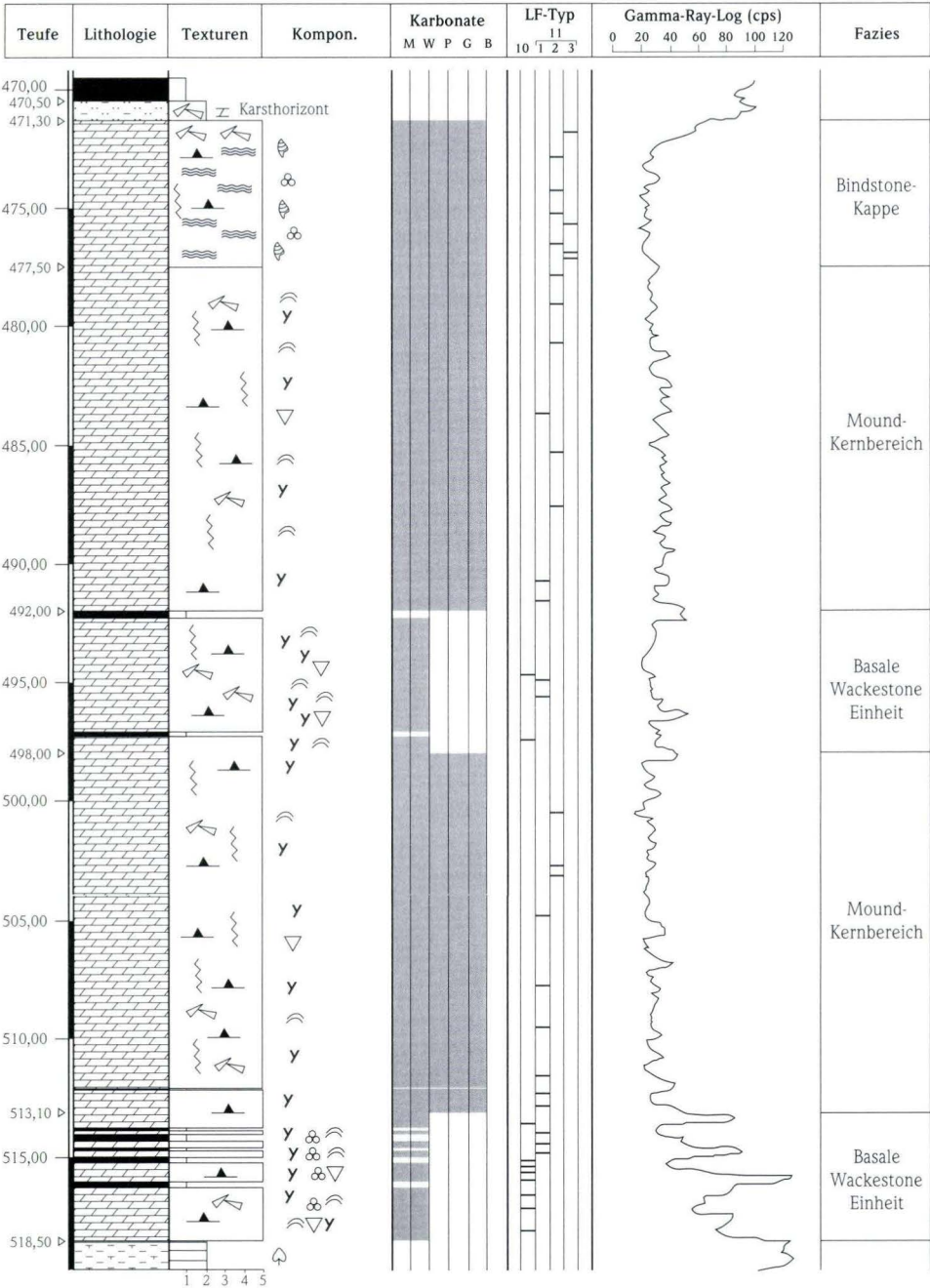


Abb. 8. Reef-Mound-Fazies (F4) in der Bohrung Gelnhaar. Die sich wiederholende Abfolge der Lithofazies-Typen im Profil entspricht der typischen vertikalen Zonierung spätpaläozoischer Mounds (vgl. Abb. 9). In die basale Wackestone Einheit sind mehrere Tonstein-Lagen eingeschaltet, die sich deutlich im Gamma-Ray-Log abzeichnen. Symbole und Abkürzungen siehe Legende im Anhang.

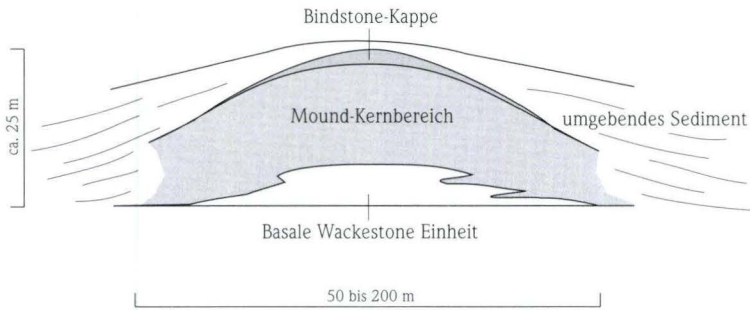


Abb. 9. Schematischer Aufbau eines spätpaläozoischen mikrobiellen Reef-Mounds (modifiziert nach WILSON 1975, JAMES & BOURQUE 1992).

(LF11-1) und sphäroidalen Boundstones (LF11-2) können dem Kern des Mounds zugeordnet werden. Stromatolithen (LF11-3) bilden den Abschluss der Abfolge als Bindstone-Kappe („crestal bindstone“ nach WILSON 1975). Die vertikale Abfolge der Lithofazies-Typen lässt eine zunehmende Verflachungstendenz (Shallowing-upward) erkennen und kann zudem als das Ergebnis einer damit einhergehenden, ansteigenden Salinität aufgefasst werden. Auch aus anderen Zechstein-Riffen sind vergleichbare Tendenzen bekannt (vgl. KERKMANN 1969,

FÜCHTBAUER 1980, SMITH 1981a, b, HOLZAPFEL 1991, PAUL 1996, PERYT & RACZYLSKI 1999).

Die starke Brekzierung, vor allem in der Kernfazies des Mounds, kann darauf zurückgeführt werden, dass ursprünglich eine Mischung aus gelatineartigem, wenig resistentem Karbonatschlamm und einzelnen rigideren Bioklasten (Schalen, Bryozoen) vorlag. Beim Höhenwachstum kam der Carbonate-Buildup durch das ansteigende Eigengewicht partiell ins Rutschen (vgl. WILSON 1975).

3.2.3.5 Back-Reef-Fazies

LF12 Onkoid-Ooid-Bioklasten-Packstones

In LF12 finden sich vorwiegend 1 bis 2 mm große, runde Typ-1 Onkoide. Stellenweise treten auch ovale bis gelängte Onkoide auf, bei denen es sich um umkrustete Bioklasten handelt. Daneben kommen Typ-2 Ooide, seltener Typ-1 Ooide vor. Weiterhin sind Typ-1 Aggregatkörner vorhanden, wobei mehrere Onkoide und/oder Ooide mikrobiell umkrustet werden (? *Girvanella* sp.). Auf den Umhüllungen sind stellenweise inkrustierende Foraminiferen auszumachen. An Bioklasten kommen sehr häufig Gastropoden und Dasycladaceen (Tafel 2, Fig. 4), weniger häufig Bryozoenfragmente sowie Schalenbruchstücke vor. Fossillösungsporen sind bisweilen durch Gips zementiert (vgl. 7.1.5.2).

Stratigraphisches Vorkommen – Regionale Verbreitung

LF12 ist im höheren Ca1 sowohl in Bohrungen als auch in Tagesaufschlüssen ausgebildet und zeigt

dabei am Nordrand des Spessarts eine weite Verbreitung (vgl. Abb. 12). Zum Teil wurden die Vorkommen des LF12 in Aufschlüssen (z.B. Bleichenbach) von PRÜFERT (1969) und KOWALCZYK & PRÜFERT (1978a, b) lithostratigraphisch dem Ca3 (Plattendolomit) zugerechnet. Neuere Ergebnisse zeigen jedoch, dass die Abfolge auch dort in den Ca1 zu stellen ist (vgl. PAUL 1985, KULICK & KOWALCZYK 1987).

Fazielle Interpretation

Die Komponentenzusammensetzung mit hauptsächlich Typ-1 Onkoiden, Typ-1 Aggregatkörnern und Gastropoden deutet auf ruhige Sedimentationsverhältnisse, eventuell mit eingeschränkter Zirkulation und leicht erhöhten Salinitäten. Darauf weist auch das vermutliche Vorkommen von *Girvanella* sp. hin, die in restriktiven lagunären Bereichen anzutreffen ist (FLÜGEL 1977). Die in LF12 vorhandenen Komponenten legen eine fazielle Interpretation als Back-Reef-Fazies nahe.

Am Nordrand des Spessarts tritt diese dabei räumlich landwärts der Reef-Mounds (vgl. 3.2.3.4) auf.

LF13 Algenlamierte Wacke-/Pack-/Grainstones

Gemeinsames Merkmal der Wacke-/Pack- und Grainstones in LF13 ist die lagenweise mikrobielle Fixierung von Komponenten durch Algen und/oder Cyanobakterien. Über die Komponenten lassen sich drei Typen unterscheiden.

LF13-1 Algenlamierte Ooid-Pack-/Grainstones

Es treten ausschließlich 0,1 bis 0,3 mm große Typ-1 Ooide auf. Die Pack-Grainstones zeigen eine ausgeprägte Feinschichtung. Dabei wechseln geringmächtige (mm bis wenige cm) Pack-Grainstone-Lagen mit mm-mächtigen mikritischen Lagen, die stellenweise zerbrochen sind. Die Feinschichtung in den Pack-/Grainstones mit dem Wechsel von Ooid- und Mikrit-Lagen wird als Folge einer mikrobiellen Partikel-Fixierung interpretiert.

LF13-2 Algenlamierte Ooid-Peloid-Bioklasten-Wacke-/Packstones

An Komponenten treten Typ-1 Ooide auf, deren Kerne und zentrale Cortex-Bereiche stellenweise gelöst sind. Weiterhin sind verformte Ooide des Typ-3 vorhanden. Daneben kommen Typ-1 und Typ-2 Peloid vor. An Bioklasten finden sich bis 5 mm große Brachiopoden- und Muschelschalenbruchstücke, häufig auch Bryozoenfragmente, selten Gastropoden. In einem Schliff wurde ein ca. 5 mm großer, umgelagerter Rest eines columnaren Stromatolithen beobachtet. An Foraminiferen treten *Nodosaria* sp. und *Glomospira* sp. auf.

3.2.3.6 Barren- und Lagunen-Fazies

LF14 Feinsandige Siltsteine

In dieser Lithofazies treten überwiegend im cm-Bereich geschichtete, hellviolette, schwach karbonatische, feinsandige Siltsteine auf. Darin eingeschaltet sind geringmächtige (< 30 cm) gradierte, mitunter schräggeschichtete Feinsandsteine. Weiterhin sind den Siltsteinen 1 bis 2 cm mächtige,

LF13-3 Algenlamierte Peloid-Foraminiferen-Packstones

Die Packstones sind meist gut sortiert. An Komponenten kommen 0,1 bis 0,3 mm große Typ-1 Peloid vor; Ooide treten nur vereinzelt auf. Als zweithäufigste Komponente ist *Glomospira* sp. vorhanden. An weiteren Bioklasten finden sich Muschel- und Brachiopodenschalenbruchstücke bis 7 mm Größe. Die mikrobielle Lamination ist im Vergleich zu LF13-1 und LF13-2 weniger stark ausgebildet.

Stratigraphisches Vorkommen – Regionale Verbreitung

LF13-1 ist in Aufschlüssen am Spessart-Nordrand entwickelt. LF13-2 und LF13-3 treten hauptsächlich am Schiefergebirgsrand im Liegenden der Ooid-Grainstones des LF19 und in der Nähe von Patch-Reefs auf.

Fazielle Interpretation

LF13 wird wie LF12 einer Back-Reef-Fazies zugeordnet. Der am Nordrand des Spessarts ausgebildete LF13-1 tritt innerhalb der Back-Reef-Fazies in etwas weiterer Entfernung zu den Reef-Mounds auf und befindet sich im Vergleich zu LF12 in einer landnäheren Position (Hochzone des Spessarts).

Am Schiefergebirgsrand sind LF13-2 und LF13-3 hauptsächlich in der Nähe von kleineren Patch-Reefs anzutreffen (z.B. Hollefeldsen, 4719 Korbach, vgl. HOLZAPFEL 1991). Die Sediment- und Partikelfixierung erfolgte durch Algen und/oder Mikroben, die auch am Aufbau der Patch-Reefs beteiligt waren (vgl. HOLZAPFEL 1991). Die vorhandenen Typ-1 Peloid (bzw. „Algen-Peloid“) zeigen niedrig energetische, restriktive, flachmarine Ablagerungsbedingungen an (vgl. WRIGHT 1990a).

rotbraune Tonsteine und cm-mächtige, ockerbraune Dolomit-Lagen und -Knollen eingelagert. Vereinzelt konnten Bioturbation, häufiger Entwässerungsstrukturen beobachtet werden. Stratigraphisches Vorkommen, regionale Verbreitung und fazielle Interpretation werden zusammen mit LF15 und LF16 besprochen.

LF15 Feingeschichtete Siltsteine

LF15 besteht aus grünen bis hellbraunen, karbonatischen Siltsteinen, die durch < 1 mm-mächtige violette Tonlagen feingeschichtet sind (Tafel 4, Fig. 3). Die Feinschichtung der Siltsteine ist vereinzelt durch Entwässerungsstrukturen und Bioturbation zerrissen. Zudem treten mehrere cm-mächtige, feinsandig-siltige, rippelgeschichtete Bereiche auf. Weiterhin kommen cm-große Dolomit-Knollen und -Lagen vor. Mitunter finden sich in der Abfolge einzelne, dm-mächtige bioklastische Mudstone-Horizonte mit einer marinen Fauna, die sich aus Brachiopoden- und Muschelschalenbruchstücken, Foraminiferen (*Glomospira* sp.) und Calcisphären zusammensetzt.

LF16 Peloid-Pack-/Grainstones

Die in den Pack-/Grainstones vorhandenen Peloiden sind dem Typ-3 zuzurechnen. Zwischen den Peloiden sind mittel- bis feinkristalline Calcit-Zemente ausgebildet, in denen stellenweise zahlreiche dolomitische Bereiche auszumachen sind (vgl. 7.1.4.2). In den Peloid-Karbonaten kommen zudem einzelne cm-große, angerundete Tonschiefer- und Kieselschieferbruchstücke vor (vgl. 3.2.3.7, LF17/18). In der Bohrung A95/B1 ist im mittleren Bereich der ca. 4 m mächtigen Abfolge eine Aufarbeitungslage entwickelt, die aus ca. 0,5 bis 1 cm großen, eckigen Kalkstein-Klasten besteht. Darüber finden sich bis cm-große, mit Calcit zementierte Lösungsporen und cm-mächtige brekziöse Lagen.

Stratigraphisches Vorkommen – Regionale Verbreitung

Die drei LF-Typen kommen nur am Schiefergebirgsrand in der Korbacher und Marsberger Bucht vor und sind stratigraphisch in den Zechsteinkalk zu stellen. LF14 wurde nur in der Brg. A95/B2 im Übergangsbereich zum Rotliegenden angetroffen. LF14 und LF15 sind den „Stätteberg-Schichten“ (lokale Bezeichnung für eine karbonatisch-klastische Ausbildung des Ca1, vgl. KULICK 1987a, 1991) des weiter südlich gelege-

nen Frankenberger Raumes vergleichbar (vgl. HOLZAPFEL 1991).

Fazielle Interpretation

Die laterale und vertikale Assoziation der drei LF-Typen kann als Barren- und Lagunen-Komplex interpretiert werden. LF14 und LF15 werden einer lagunären Fazies mit starkem terrestrischen Eintrag zugerechnet, die durch eine vorgelagerte Barre aus Peloid-Pack-/Grainstones (LF16) abgeschnürt wurde. Die siltig-tonige, feine Wechschichtung im LF15 ist ein Anzeichen für eine überwiegend ruhige Sedimentation. Rippelgeschichtete, feinsandige Lagen zeigen einen zeitweilig höher energetischen Einfluss an. Die Schrägschichtungen im LF14 im Übergangsbereich zum Rotliegenden deuten auf eine zuweilen stärkere Wasserbewegung als im LF15. Die bioklastischen Mudstones im LF15 können als episodische Einschüttungen (eventuell durch Stürme) aus dem offenermarinen, subtidalen Bereich aufgefasst werden. Für die Dolomit-Knollen und -Lagen kann eine pedogene Entstehung nicht ausgeschlossen werden, was zumindest gelegentliches Trockenfallen des Ablagerungsraumes voraussetzt. Trockenrisse wurden jedoch nicht beobachtet. Die Brekzierung und Lösungsporen oberhalb der Aufarbeitungslage in der Bohrung A95/B1 können eventuell im Zusammenhang mit einer subaerischen Exposition gesehen werden.

HOLZAPFEL (1991) beschreibt am Schiefergebirgsrand ebenfalls Sedimente einer terrestrisch beeinflussten Lagune, die er stratigraphisch den „Stätteberg Schichten“ (s.o.) zuordnet. Der lagunäre Ablagerungsraum erstreckt sich vom SW-Ende der Korbacher Bucht bis an den NW-Rand der Frankenberger-Schlüchterner Senke (vgl. HORN et al. 1993). Aus den „Stätteberg-Schichten“ wird von SAUER (1964) eine salinitätstolerante Mollusken-Fauna, bestehend aus *Schizodus obscurus*, *Bakevella antiqua* und *Libea hausmanni* beschrieben, die darauf hindeutet, dass zur Zeit des Z1 ein eventuell zeitweilig abgeschnürter Ablagerungsraum mit leicht erhöhter Salinität vorlag.

3.2.3.7 Strand-Fazies

LF17 Konglomerat–Siltstein–Wechselfolge

In den Konglomerat-Lagen treten 0,5 bis 3 cm große, überwiegend kantengerundete Gesteinsklasten auf, bei denen es sich um unterkarbonische Tonschiefer- und Kieselieferbruchstücke handelt. Die Grundmasse besteht aus mikrokristallinem, z.T. calcitischem Dolomit. Es liegt ein grundmassengestütztes Gefüge vor, weshalb davon auszugehen ist, dass es sich bei dem mikrokristallinen Dolomit um ehemaliges Sediment und nicht um einen Zement handelt. In der Abfolge lassen sich mehrere dm- bis m-mächtige Fining-upward Zyklen erkennen, die jeweils mit einer basalen, stellenweise gradierten, dm- bis m-mächtigen Konglomerat-Lage einsetzen und von einer ebenfalls gradierten, dm-mächtigen, dolomitischen Siltstein-Lage abgeschlossen werden. Vereinzelt sind linsenförmige Einschaltungen von Peloid-Packstones anzutreffen (LF16). Stratigraphisches Vorkommen, regionale Verbreitung und fazielle Interpretation werden für LF17 und LF18 zusammen beschrieben.

LF18 Konglomerat–Peloid-Pack-/Grainstone–Wechselfolge

Im LF18 sind ebenfalls mehrere Fining-upward Zyklen ausgebildet (Abb. 10). Ein Zyklus besteht an der Basis aus erosiv ins Unterlager eingeschnittenen, geringmächtigen Konglomerat-Lagen und wird von schräggeschichteten Peloid-Pack-/Grainstones abgeschlossen (Tafel 4, Fig. 4). In den Pack-/Grainstones finden sich hauptsächlich Typ-3 Peloides sowie Ton- und Kieseliefer-Klasten (vgl. LF16). Die Mächtigkeit der Konglomerat-Lagen beträgt zwischen 5 und 20 cm. An Komponenten treten mehrere cm große, kantengerundete Bruchstücke unterkarbonischer Ton- und Kieseliefer auf (Tafel 4, Fig. 5). Zwischen den Gesteinsklasten ist ebenfalls ein dolomitischer Peloid-Pack- bis Grainstone vorhanden.

Stratigraphisches Vorkommen – Regionale Verbreitung

Die beiden Lithofazies-Typen sind am Schiefergebirgsrand in einem eng begrenzten, lokalen Bereich ausgebildet, der sich auf die nähere Umge-

bung des Eisenbergs beschränkt (vgl. HEGGEMANN & KULICK 1997). In der Bohrung Nordenbeck ist LF17 im unteren Teil des Ca1 entwickelt. Am Aufschluss-Profil Eisenberg tritt hauptsächlich LF18 auf (Abb. 10). Die Bohrungen am Eisenberg (EAU-B5, EAU-B6 und EAU-B8) zeigen überwiegend LF18, abschnittsweise auch LF17.

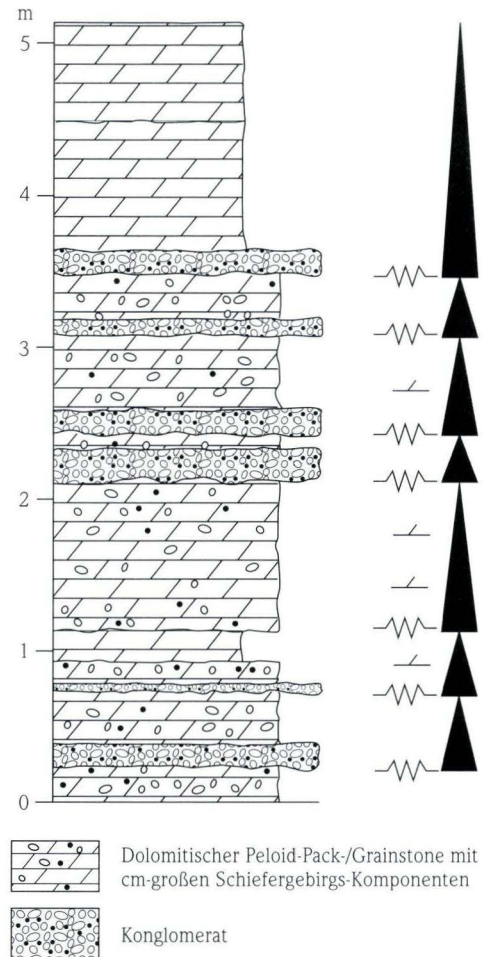


Abb. 10. Mehrere Fining-upward-Abfolgen von Konglomeraten an der Basis und darüber schräggeschichteten Peloid-Pack-/Grainstones (LF18). Strand-Fazies (F7) am östlichen Schiefergebirgsrand. Aufschluss am Eisenberg. Legende siehe Anhang.

KULICK (1968) und KULICK et al. (1997) ordnen die Lithofazies-Ausbildungen am Eisenberg lithostratigraphisch dem Randkarbonat zu (vgl. 3.2.1). Vom Nordrand des Spessarts werden von PRÜFERT (1969) ähnliche Lithofazies-Typen im Ca1 in der Nachbarschaft zu paläozoischen Hochzonen beschrieben und als „Schwellen-Fazies mit Grundgebirgsgeröllen“ bezeichnet.

Fazielle Interpretation

Profile durch grobklastische Strand-Abfolgen sind durch mehrere Fining-upward Zyklen charakterisiert, die jeweils mit Konglomerat-Lagen an der Basis einsetzen (vgl. READING & COLLINSON 1996). LF17 und LF18 können einer lokalen Strand-Fazies am Eisenberg zugerechnet werden,

der als Insel aus dem Zechsteinmeer ragte (KULICK et al. 1997). Eine genaue Zuordnung der LF-Typen in ein standardisiertes Strand-Profil (vgl. INDEN & MOORE 1983, REINSON 1984) gestaltet sich jedoch schwierig. Im Foreshore dominieren gut gerundete Komponenten. Im Übergang vom Foreshore zum oberen Shoreface sammelt sich das gröbste Material an und erfährt durch die Brandung eine extrem gute Zurundung. Die Komponenten in den Konglomerat-Lagen zeigen meist nur eine Kantenrundung. Die Konglomerat-Siltstein-Wechselfolge (LF17) und auch die schrägschichteten Konglomerat-Peloid-Pack-/Grainstones des (LF18) wurden daher vermutlich unterhalb dieses Bereiches im oberen Shoreface abgelagert.

3.2.3.8 Ooid-Shoal-Fazies

LF19 Ooid-Grainstones

In den Grainstones treten an Komponenten fast ausschließlich kreisrunde bis elliptische Typ-1 Ooide auf, die 0,1 bis 0,3 mm, maximal 0,5 mm groß sind. Gelängte, gebogene Ooid-Formen, bei deren Kernen es sich um feine Schalenbruchstücke handelt, kommen nur selten vor. Bei vielen Ooiden ist wegen einer starken Rekristallisation eine Unterscheidung von Kern und Hüllen nicht möglich. Diese können dann nur aufgrund ihrer Zurundung und Größe als Ooide erkannt werden und ähneln den von RICHTER (1983) beschriebenen mikrospartischen Ooiden. Häufig sind an den Rändern der Komponenten noch dünne, dunkle Säume vorhanden. Es handelt sich dabei um „micritic envelopes“, die in Folge eines Anbohrens durch Algen entstehen (vgl. BATHURST 1966, FLÜGEL 1982). Die Kernbereiche der Ooide können teilweise oder ganz gelöst sein. Nahezu runde Poren sind auf vollständig gelöste Ooide zurückzuführen. In der leichten Auslängung einiger Ooide deutet sich eine schwache Deformation an. Einige wenige Ooide weisen auch eine etwas stärkere Deformation mit sich abspaltenden Hüllen auf, wobei manche Ooide durch schmale Apophysen miteinander verbunden sein können (Tafel 2, Fig. 2, 3). Diese werden den Typ-3 Ooiden zugerechnet. Zwischen den Komponenten

ist ein äquigranularer, feinkristalliner, sub-bis euhedraler Zement ausgebildet (vgl. 7.1.3.3).

Die Grainstones zeigen eine gute bis sehr gute Sortierung. Es liegt meist eine massige Ausbildung ohne erkennbare Sedimentstrukturen vor. Stellenweise ist eine planare Schrägschichtung im cm- bis dm-Bereich erkennbar. Zudem tritt horizontale Schichtung mit normaler Gradierung im cm-Bereich auf. Die Grainstones zeichnen sich durch eine artenarme Fauna aus, die aus wenigen Muschelarten (z.B. *Libea* sp., *Bakevellia* sp.) und aus Gastropoden (*Turbonilla* sp.) besteht (KULICK 1968).

Stratigraphisches Vorkommen – Regionale Verbreitung

Die Ooid-Grainstones treten ausschließlich am Rand des Rheinischen Schiefergebirges, d.h. im Bereich der ehemaligen Westküste des hessischen Zechsteinbeckens auf. In Küstennähe wird die Abfolge maximal 25 m mächtig. Parallel zum Schiefergebirgsrand, von der nordöstlichen Begrenzung der Rheinischen Masse bis zum Kellerwald-Sporn im Süden, verläuft im Übergang zum zentralen Hessischen Becken ein Bereich, in dem die Grainstones eine Mächtigkeit von mehr als 50 m erreichen. Zusammen mit den unterlagernden Mudstones (LF6) beträgt die Mächtigkeit zum Teil mehr als 100 m

(vgl. 4.4.1), weshalb diese mächtige Karbonatabfolge von früheren Bearbeitern auch als „Karbonatwall“ bezeichnet wurde (RICHTER-BERNBURG 1950a, KULICK et al. 1984, KULICK 1987a).

Hinsichtlich der lithostratigraphischen Einstufung der Ooid-Grainstones, die auch als Randkarbonat oder Schaumkalk bekannt sind (RICHTER-BERNBURG 1950a, KULICK 1968), existieren unterschiedliche Auffassungen. Von RICHTER-BERNBURG (1950a) wurden sie als fazielle Vertretung des im zentralen Hessischen Becken entwickelten Unteren Werra-Anhydrits (A1) angesehen. KULICK (1968, 1991) parallelisierte das Randkarbonat mit der karbonatisch-sulfatischen Übergangsfolge des Anhydritknotenschiefers (A1Ca) in Werra-Becken.

PAUL (1985, 1986b) ordnete die Ooid-Grainstones dem Zechsteinkalk (Ca1) zu. Dieser Auffassung wird in vorliegender Arbeit gefolgt (vgl. 3.2.1).

Fazielle Interpretation

In der Regel entstehen Ooide im flachen bewegten Wasser (< 2 m) mit hoher täglicher Wellen- und Strömungsenergie (BATHURST 1971) und bei Salinitäten über 35,8 ‰ (LEES 1975). Planare Schrägschichtung und die gute bis sehr gute Sortierung deuten ebenfalls auf höher energetische Verhältnisse. Die artenarme Fauna belegt eine erhöhte Salinität. Faziell sind die Grainstones einer küstenparallel verlaufenden Shoal-Fazies zuzurechnen.

3.2.4 Lithofazies-Typen und Faziesgruppen des Unteren Werra-Anhydrits (A1)

3.2.4.1 Peritidale Fazies

LF20 Mikrobielle Bindstones (Stromatolithe)

Im LF20 wird die Lamination durch den rhythmischen Wechsel von hellen und dunklen Lagen aus fein- bis mikrokristallinem Dolomit verursacht. Die einzelnen Laminae zeigen eine Dicke von 0,2 bis 0,5 mm. Horizontweise treten 0,5 cm große, laminierte Intraklasten auf, die auf eine Aufarbeitung bereits verfestigten Sediments hinweisen (Tafel 4, Fig. 8). Gelegentlich können die mikrobiellen Krusten zerbrochen sein und dadurch Tepee-Strukturen ähnlich erscheinen (Tafel 4, Fig. 8, 9). Im Handstück lassen sich neben den dolomitischen, laminierten Bereichen sulfatische Gesteinspartien erkennen. Es können zwei Ausbildungen unterschieden werden:

LF20-1 Verformte, anhydritische mikrobielle Bindstones

Bei LF20-1 handelt es sich um stark verformten, unregelmäßig-schlierigen Anhydrit, der den Dolomit verdrängt und dadurch die Lamination verstellt und verfaltet (Tafel 4, Fig. 6, 7). Mikroskopisch liegen Anhydritpseudomorphosen nach Gips vor, wobei meist fibrös-radiale Anhydrit-Aggregate oder auch leistenförmig- tafelige Anhydrit-Kristalle ausgebildet sind (vgl. 7.1.5.1).

LF20-2 Karbonat-Sulfat-Wechselagerung

Diese Ausbildung des LF20 ist mikroskopisch durch eine Wechselagerung aus leistenförmigen Anhydrit-Kristallen (Pseudomorphosen nach Gips) und fein- bis mikrokristallinem Dolomit gekennzeichnet (Tafel 9, Fig. 8). Die Mächtigkeiten der Sulfat-Lagen können 0,5 bis 1 mm, diejenigen der Karbonat-Lagen bis 0,2 mm erreichen.

Stratigraphisches Vorkommen – Regionale Verbreitung

Die mikrobiellen Bindstones sind bevorzugt im Werra-Becken und dessen Umrandung in den unteren Teilen des Unteren Werra-Anhydrits (A1) ausgebildet. HOYNINGEN-HUENE (1957) und KULICK (1987a) benannten diesen Abschnitt im A1 „Dolomitfetzen-Anhydrit“. Im östlichen Werra Becken fehlt der „Dolomitfetzen-Anhydrit“ (DITTRICH 1964). Von älteren Bearbeitern (z.B. KULICK et al. 1984) wurden die Karbonat-Sulfat-Mischgesteine lithostratigraphisch dem Anhydritknotenschiefer (A1Ca) zugeordnet (vgl. 3.2.1).

Fazielle Interpretation

Die laminierten Dolomite können als „cryptalgal laminites“ im Sinne von AITKEN (1967) interpretiert

werden und sind primäre, mikrobielle bzw. stromatolithische Bildungen, die im höheren Sub- bis Intertidal vorkommen (KRUMBEN 1983, BURNE & MOORE 1987). Die gelegentlich beobachteten zerbrochenen Krusten sind vermutlich auf Austrocknungsphasen zurückzuführen, wodurch supratidale Bedingungen angezeigt werden. Stromatolithe wachsen bevorzugt in extremen (z.B. hypersalinen) Milieus, wo sie vor Fressfeinden sicher sind. Die mikrobiellen Bindstones im Zechstein 1 zeigen ein Übergangsstadium zwischen marinen (prä- evaporitischen) und evaporitischen Bedingungen an.

Bei der Verdrängung der karbonatischen Stromatolithe durch Gips handelt es sich um einen syn- bis frühdiagenetischen Prozess unterschiedlicher Intensität (vgl. BEBOUT & MAIKLEM 1973). Hierbei waren verschiedene Mechanismen wirksam:

(1) Die unregelmäßigen Sulfatschlieren in den überwiegend dolomitischen Partien des LF20-1 sind auf das Absinken höher konzentrierter und damit schwerer Gips-Laugen ins Unterlager zurückzuführen. Die Gipsbildung in einem wenig lithifizierten, plastischen Sediment führte zu dessen Verdrängung und Verformung (vgl. SCHREIBER 1988). Die gute Erhaltung der radial-fibrösen Kristallaggregate deutet auf eine anschließende rasche Zementation (vor allem der sulfatischen Gesteinspartien) in den sulfatisch-karbonatischen Mischgesteinen hin (vgl. 7.2.5.1).

(2) Die Entstehung der Karbonat-Sulfat-Wechselagerung mit mikrobieller Beteiligung im LF20-2 kann folgendermaßen abgelaufen sein: Ein Anstieg der Salinität im Ablagerungsraum führte zum Absterben zuerst der normal-marinen, stenohalinen, dann auch der euryhalinen Organismen. Bei einer Erhöhung der Salinität fand schließlich eine erste Gipsbildung statt, wobei die Kristalle über die noch lebenden mikrobiellen Matten hinwegwuchsen und diese partiell in sich einschließen konnten (vgl. SCHREIBER et al. 1982). Bei einem weiteren Salinitätsanstieg kam es zur ausschließlichen Bildung von Gips, der auf den nun abgestorbenen Matten wuchs. Eine erneute Salinitätserniedrigung ermöglichte wiederum ein Mikrobienwachstum.

LF21 Laminite mit Evaporitkristallen

Im LF21 wird die Lamination durch den regelmäßigen Wechsel von dunklen, mikritischen, bitumi-

nösen und hellen, feinkristallinen Lagen hervorgehoben, die entweder dolomitisch oder calcitisch ausgebildet sein können (Tafel 5, Fig. 1). Die Mächtigkeiten der dunklen Lagen liegen in der Regel unter 0,1 mm, diejenigen der hellen Lagen betragen 0,1 bis 0,5 mm. Im östlichen Werra-Becken zeigen die Laminite einen rhythmischen Aufbau, wobei ein Laminations-Couplet mit einer basalen dunklen, bitumenreiche Lage beginnt, auf die ein heller karbonatischer Abschnitt, danach eine karbonatisch-sulfatische und schließlich erneut eine karbonatische Lage folgen (DITTRICH 1964). Im karbonatisch-sulfatischen Abschnitt treten zudem größere Evaporitkristalle auf (DITTRICH 1964). Dieser interne Aufbau liegt in den untersuchten Proben aus dem westlichen Werra-Becken jedoch nur in einigen wenigen Lagen vor. In die ansonsten homogene Laminat-Abfolge sind zudem dm-mächtige calcitische oder dolomitische Mudstone-Lagen (LF6) sowie geringmächtige Tonstein-Horizonte (LF2) eingeschaltet, die scharf begrenzte, ebene Schichtkontakte am Top und an der Basis besitzen. Weiterhin können in den Laminiten cm-mächtige Anhydrit-Lagen mit knolliger bis knollig-mosaikartiger Textur auftreten (Tafel 4, Fig. 10).

Auffallendes Merkmal der Laminite sind die ca. 0,5 bis 3 mm großen Evaporitkristalle, die bis 10 Vol.-% erreichen können. Die Evaporitkristalle kommen jedoch nicht ausschließlich, wie von DITTRICH (1964) beschrieben, in der karbonatisch-sulfatischen Lage vor, sondern greifen meist über drei bis vier Laminations-Einheiten hinweg. Dabei lassen die einzelnen Laminae geringfügige Mächtigkeitschwankungen erkennen. Die größeren Mächtigkeiten liegen vor allem in Bereichen zwischen den einzelnen Kristallen vor. Zu den Kristallen hin dünnen die Laminae aus und fehlen am Top der Kristalle z.T. schließlich völlig (Tafel 5, Fig. 1; Tafel 9, Fig 7). Die Laminae unterhalb der Kristalle zeigen bei gleich bleibenden Mächtigkeiten oft nach unten gerichtete Verformungen. Besonders in ihren oberen Teilen lassen die Kristalle deutliche, gerade Kristallgrenzen erkennen. Mitunter sind einspringende Winkel vorhanden, die auf Zwillingsbildungen hindeuten. Die Basis der Kristalle ist oft durch unregelmäßige Begrenzungen charakterisiert. Bei den Kristallindividuen handelt es sich um primär

gebildete Gipskristalle. Spätere, diagenetische Umwandlungen führten dazu, dass nun innerhalb der morphologisch klar umgrenzten Kristallformen verschiedene Ca-Sulfate (Gips, Anhydrit) sowie unterschiedliche Mikrostrukturen vorliegen (vgl. 7.2.5).

Stratigraphisches Vorkommen – Regionale Verbreitung

Die Laminite des LF21 wurde von älteren Bearbeitern als eigenständige lithostratigraphische Einheit im Unteren Werra-Anhydrit ausgehalten und als Anhydritknotenschiefer (A1Ca) bezeichnet (vgl. 3.2.1). Im Arbeitsgebiet ist die regionale Verbreitung des LF21 auf das Werra-Becken und den SE-Teil der Frankenberg-Schlüchterner Senke beschränkt. Im zentralen Werra-Becken folgt LF21 direkt auf den Zechsteinkalk; an den Rändern des Werra-Beckens lagern die Laminite den mikrobiellen Bindstones des LF20 auf. Laminite mit Evaporitkristallen treten auch noch in höheren Profilaufolgen des A1 auf, wo sie mit bituminösen Karbonat-Anhydrit-Laminiten (LF26) assoziiert sind (z.B. Brg. Ronshausen 17, vgl. Anhang 11.2). Im SE-Teil der Frankenberg-Schlüchterner Senke kommt LF21 als cm- bis dm-mächtige Lagen im Wechsel mit feinklastischen Sedimenten des LF1 und LF2 vor.

Fazielle Interpretation

Die gleichmäßige Lamination im LF21 zeigt eine Sedimentation unter subtidalen Ablagerungsbedingungen bei stabiler chemo- bzw. pyknokliner Wasserschichtung und erhöhter Salinität an. Die Entstehung der Lamination kann durch einen periodischen Wechsel im Wasserchemismus erklärt werden. Frischwasserzufuhr mit einer Herabsetzung der Salinität führte in den oberen Wasserschichten zu einer Förderung der organischen Produktivität und nach dem Absinken des organischen Materials zur Entstehung der bitumenreichen Lagen. Eine anschließende Salinitätserhöhung schränkte wiederum die organische Produktivität ein und es bildeten sich die hellen karbonatischen Lagen.

Die geringmächtigen Einschaltungen von Mudstones (LF6) und Tonsteinen (LF2) belegen eine phasenweise Durchmischung des stratifizierten Wasserkörpers als auch eine Verdünnung der Lau-

ge. Als mögliche Ursachen können beispielsweise ein starker Zustrom von kontinentalem Frischwasser, z.B. nach Starkregen-Ereignissen, oder eine durch Stürme induzierte Durchmischung von leichtem, aufschwimmendem, weniger salinem Oberflächenwasser mit salinen, dichteren Bodenlösungen in Betracht kommen. Um eine vollständige Durchmischung eines stratifizierten Laugenkörpers zu erreichen, darf die Laugentiefe (bzw. Wassertiefe) jedoch nicht allzu groß sein (vgl. WARREN 1989).

In der Literatur gibt es eine Reihe mehr oder weniger plausibler Vorstellungen zur Entstehung der „Anhydritknoten“ in den Laminiten. RICHTER-BERNBURG (1985) geht von einer Nukleation der Kristalle in einem zeitweise an Sulfat übersättigten Wasserkörper und anschließender gravitativer Sedimentation aus. LANGBEIN (1987) und BALZER (1997) deuten solche Evaporit-Gefüge als das Ergebnis einer differentiellen Kompaktion zwischen karbonatischen und sulfatischen Lagen. Das Zerreißen ehemals durchgehender Sulfat-Lagen bei der Entwässerung von Gips zu Anhydrit wird von PÖHLIG (1986) als Entstehungsmechanismus diskutiert.

Die Sulfatkristalle sind den von KENDALL & HARWOOD (1989) aus den Laminiten der permischen Castile Formation (Delaware Becken, Texas und New Mexico) beschriebenen „pseudomorphes of bottom-grown gypsum crystals“ vergleichbar. Freies Gipskristallwachstum am Beckenboden deutet auf eine geringe Tiefe des Laugenkörpers hin, kann aber auch aus hoch konzentrierten Laugen erfolgen, die aufgrund ihrer hohen Dichte auf den Beckenboden sinken (KENDALL & HARWOOD 1989). Hierfür wird von WARREN (1997, 1999) ein geeigneter Mechanismus beschrieben: Bei einer stabilen Wasserschichtung kann keine weitere Konzentration der Lauge am Beckenboden erfolgen, da diese von oberflächennahen Evaporationsprozessen abgekoppelt ist. Das Wachstum der Gipskristalle wird sich daher bei Erniedrigung der Gipskonzentration in der Lösung allmählich verlangsamen und schließlich enden, sobald die Gips sättigungsgrenze unterschritten wird bzw. sobald ein Gleichgewicht zwischen Lösung und Kristallen vorliegt. In der weniger dichten, aufschwimmenden Wasserschicht führt die Evaporation an der Wasseroberfläche zu deren zunehmender Konzentration und damit ver-

bunden zur Erhöhung der Dichte. Die Dichten der beiden Laugenkörper werden sich allmählich angleichen und sobald die Dichte der oberflächennahen Lauge diejenige der unterlagernden übersteigt, sinkt diese ab. Durch die Zufuhr konzentrierter, gipsgesättigter Lauge kann das Kristallwachstum am Beckenboden schließlich fortgesetzt werden. Die cm-mächtigen Sulfat-Lagen innerhalb der Laminite deuten eine zeitweise Gips-Übersättigung an und können durch denselben Prozess erklärt werden.

Vom Boden frei nach oben wachsende Gipskristalle sollten ein Kleinrelief schaffen, das durch die nachfolgende Sedimentation der Laminite allmählich ausgeglichen wird. Dies wird durch die Mächtigkeitsschwankungen der Laminae im Bereich der Gipskristalle mit mächtigeren Lagen zwischen und dem Ausdünnen der einzelnen Lagen in Richtung der Kristalle angedeutet. Da auch die Lamination unterhalb der Gipskristalle verformt ist, wird ein frühdiagenetisches, displazives Weiterwachsen der Kristalle im noch plastischen Sediment angenommen. Auch in den geringmächtigen eingeschalteten Anhydrit-Lagen ist neben der primären Sulfatfällung eine displazive Sulfatbildung mit Verdrängung von Karbonat zu beobachten (Tafel 4, Fig. 10).

LF22 Knollige Anhydrite (Chickenwire-Anhydrite)

Im LF22 treten 0,2 cm bis mehrere cm-große, unregelmäßig geformte Anhydrit-Knollen meist isoliert in einer hellbraunen Grundmasse aus mikrokristallinem Dolomit auf, in der stellenweise mikrobielle Laminationen zu erkennen sind (Tafel 5, Fig. 2, 3). Mehrere Anhydrit-Knollen können zusammenwachsen und somit größere, knollig-mosaikartige bis unregelmäßige Sulfatmassen bilden. Diese Art von Anhydrit-Textur wird als „chickenwire“ bezeichnet (FORGOTSON 1958, BUTLER 1969, KINSMAN 1969, MAIKLEM et al. 1969). Mikroskopisch bestehen die Knollen überwiegend aus mikro- und feinkristallinen, isometrisch-granularen sowie aus leistenförmig-tafeligen Anhydritkristallen in sperriger Anordnung, die eine filzige Textur erzeugen (vgl. 7.1.5.1).

Stratigraphisches Vorkommen – Regionale Verbreitung

Knollige Anhydrite mit einer Mächtigkeit von 5 bis 15 m sind vor allem in den basalen Teilen des Unteren Werra-Anhydrits im zentralen Hessischen Becken entwickelt (z.B. Brg. Escherode, vgl. Anhang 11.2). LF22 ist zudem in dm- bis m-mächtigen Lagen den mosaikartigen Anhydriten des LF24 eingeschaltet oder kann mit mikrobiellen Bindstones (LF20) wechsellagern (z.B. Brg. Lehrbach, vgl. Anhang 11.2).

Fazielle Interpretation

Knollige Sulfate treten rezent in supratidalen Sabkhas auf, z.B. am Persischen Golf (SHEARMAN 1966, BUTLER 1969, KINSMAN 1969). In Sabkhas findet die Evaporitbildung in der Kapillarzone oberhalb eines salinaren Grundwasserspiegels statt (WARREN 1989). Aus aufsteigenden sulfatgesättigten Lösungen kristallisiert in der Kapillarzone bei Temperaturen $> 35^{\circ}\text{C}$ Anhydrit aus (KENDALL 1992). Dieser bleibt nur dann stabil und wandelt sich nicht in Gips um, wenn die durchschnittlichen Jahrestemperaturen über 20°C liegen (KINSMAN 1976), der Bereich nicht in den direkten Grundwassereinfluss gelangt oder erneut überflutet wird (WARREN & KENDALL 1985). In rezenten Sabkhas liegt neben Anhydrit und daraus entstandenem Gips auch primär kristallisierter Gips vor. Dieser besteht aus tafeligen Kristallen, die zu knolligen Aggregaten zusammenwachsen und das umgebende Sediment verdrängen, wobei sich mitunter lagenweise enterolithische Verfaltungen bilden können (SHEARMAN & FULLER 1969, SCHREIBER et al. 1982). Die Kristallformen und -strukturen in den Anhydrit-Knollen des LF22 deuten an, dass als primäres Sulfatmineral Gips auskristallisierte. Mikrokristalline, isometrisch-granulare und leistenförmig-tafelige Kristalle mit filziger Struktur sind typisch für Anhydrit, der aus der Dehydratation von Gips entstanden ist (HOLLIDAY 1973, vgl. 7.2.5).

WARREN & KENDALL (1985) weisen darauf hin, dass nicht jedes Vorkommen knolliger Sulfate gleichbedeutend mit einer Sabkha-Fazies ist. Sulfat-Knollen können sich beispielsweise auch während der Versenkungsdiagenese bilden (MACHEL & BURTON 1991b, MACHEL 1993). Supratidale Sabkhas

sind räumlich und genetisch mit intertidalen, hypersalinen Lagunen und subtidalen Bereichen verknüpft (SCHREIBER et al. 1982, WARREN & KENDALL 1985, WARREN 1989). WARREN & KENDALL (1985) fordern daher, dass bei der Zuordnung knolliger Anhydrite zu einer Sabkha-Fazies die „Trinität“, bestehend aus subtidalen, intertidalen und supradi-

dalen Ablagerungen, gegeben sein sollte. Dies ist für die basalen Einheiten des Unteren Werra-Anhydrits verwirklicht, wo sich subtidal gebildete Laminiten (LF21), mikrobielle Bindstones des Intertidals (LF20) und supradiale, knollige Anhydrite (LF22) verzahnen.

3.2.4.2 Salina- und Sabkha-Fazies

LF23 Vertikal gelängte Anhydrite (Selenite)

LF23 ist durch bis 15 cm große Anhydrit-Knollen mit einer deutlichen vertikalen Auslängung charakterisiert, die nahezu senkrecht oder schräg zur Schichtung verläuft (Tafel 5, Fig. 8). Zwischen den gelängten Knollen ist meist noch eine dolomitische Grundmasse vorhanden, sodass sich einzelne Anhydrit-Knollen deutlich voneinander abgrenzen lassen. Einige Anhydrit-Knollen zeigen eine leicht gebogen verlaufende Außenbegrenzung. Innerhalb der Anhydrit-Knollen liegen linienförmige, nach oben spitzwinklig aneinanderstoßende, tonig-karbonatische Verunreinigungen vor. Mikroskopisch sind mikro- bis feinkristalline, isometrisch-granulare und auch leistenförmig- tafelige Anhydritkristalle mit filziger Struktur vorhanden (vgl. 7.1.5.1).

Stratigraphisches Vorkommen – Regionale Verbreitung

LF23 tritt im unteren Bereich des A1 auf. Der LF-Typ lässt sich nur in einzelnen dm-mächtigen Bänken deutlich erkennen und ist meist mit LF24 und LF25 vergesellschaftet. LF23 wurde nur in drei Bohrungen in einem lokal begrenzten Bereich NW der Hunsrück-Oberharz-Schwelle beobachtet.

Fazielle Interpretation

Ähnliche Anhydritformen werden von LOUCKS & LONGMAN (1982) („vertically aligned mosaic anhydrite“) und WARREN & KENDALL (1985) („upright elongate anhydrite“) beschrieben und als senkrecht, frei nach oben wachsende, ehemalige Selenit-Gipskristalle angesehen. Im LF23 werden die ehemaligen äußeren Kristallgrenzen des Gipses durch die scharfe Abgrenzung zur dolomitischen Grundmasse deutlich nachgezeichnet. Die inter-

nen, laminaren, tonig-karbonatischen Verunreinigungen sind Wachstumsbändern in rezenten Selenit-Kristallen vergleichbar (vgl. HARDIE & EUGSTER 1971, SCHREIBER & KINSMAN 1975).

Flache Lagunen bzw. Salinas sind der bevorzugte Bildungsort von Selenit-Gipsen (vgl. HARDIE & EUGSTER 1971, SCHREIBER et al. 1982, LOUCKS & LONGMAN 1982, WARREN & KENDALL 1985, LOWENSTEIN 1987). Selenit-Gipse stellen daher wichtige fazielle Anzeiger in evaporitischen Abfolgen dar (vgl. DRONKERT et al. 1990, WARREN 1999) und werden auch im A1 des hessischen Zechsteinbeckens als Indikator für extrem flaches Wasser (einige Zentimeter bis wenige Meter) angesehen. Auch aus anderen Lokalitäten im europäischen Zechsteinbecken sind zahlreiche Vorkommen von Selenit-Gipsen im Unteren Werra-Anhydrit bekannt, die dort ebenfalls dessen fazielle Charakterisierung als Flachwasserbildung ermöglichen (vgl. CLARK & TALLBACKA 1980, RICHTER-BERNBURG 1985, PERYT 1991, 1994, PERYT et al. 1993, TAYLOR 1998).

LF24 Mosaikartige Anhydrite (Flaseranhydrite)

Ungefähr gleichgroß dimensionierte Anhydrit-Linsen, die sich gegenseitig berühren und nur durch einen dünnen organischen oder tonig-karbonatischen Film begrenzt sind, werden von RILEY & BYRNE (1961) und MAIKLEM et al. (1969) als mosaikartig bezeichnet (Tafel 5, Fig. 6). Zu dem Texturtyp werden hier auch noch Anhydrite mit einem geringen karbonatischen Grundmassenanteil, der als wellige Flaser zwischen den einzelnen Anhydritmassen entwickelt ist, zugerechnet (nach MAIKLEM et al. 1969: knollig-mosaikartig). Der Texturtyp entspricht den Flaseranhydriten von RICHTER-BERNBURG (1985).

Stratigraphisches Vorkommen – Regionale Verbreitung

Mosaikartige Anhydrite sind der vorherrschende LF-Typ im Unteren Werra-Anhydrit. In den basalen Teilen des A1 (unterste 10 bis 20 m) kann LF24 in Verbindung mit LF23 auftreten oder mit knolligen Anhydriten des LF22 mehrfach wechsellagern (vgl. 5.1.4). Geringmächtige (< 10 cm) Einschaltungen von mosaikartigem und knollig-mosaikartigem Anhydrit treten bisweilen auch in den Laminiten des LF21 auf. In den stratigraphisch höheren Bereichen des A1 dominieren mosaikartige Anhydrite, wo sie zusammen mit massigen und verformten Anhydriten (LF25) vorkommen.

Geringmächtige Abfolgen mosaikartiger Anhydrite (< 10 m) sind vor allem im Werra-Becken und dessen Umrandung entwickelt. Im Bereich der Hunsrück-Oberharz-Schwelle und nordwestlich davon im zentralen Hessischen Becken besteht die bis zu 200 m mächtige Abfolge des A1 überwiegend aus diesem LF-Typ.

Fazielle Interpretation

Eine von ROUCHY (1976) in tertiären Sulfaten des Messinian erkannte Wechsellagerung von mosaikartigen Anhydriten/Gipsen mit Selenit-Gipsen deutet eine enge genetische Beziehung beider Evaporit-Typen an. Auch in den basalen Teilen des A1 ist eine vertikale Wechsellagerung von mosaikartigem Anhydrit und ehemaligem Selenit (LF23) vorhanden. Die mosaikartigen Anhydrite des LF24 werden daher wie LF23 einem Flachwasserbereich bzw. einer Salina-Fazies zugeordnet.

Horizonte, die primär aus ehemaligen Selenit-Gipskristallen aufgebaut wurden, können mitunter durch eine spätere diagenetische Umwandlung in Anhydrit nur noch schwer als solche zu erkennen sein (KENDALL 1992). Während der Versenkung entsteht aus den Selenit-Gipsen meist Anhydrit mit einer mosaikartigen Textur, insbesondere wenn die primären Gipskristalle stark geneigte bis subhorizontale Verzwilligungsebenen (Palmwedel-Verzwilligungen) aufweisen (ROUCHY 1976, SCHREIBER 1988). Eine weitere Möglichkeit zur Bildung von mosaikartigem Anhydrit bietet der zuerst teilweise und schließlich vollständige interne Ersatz von vertikal orientierten Selenit-Gipskristallen durch klei-

nere, gelängte Selenit-Knollen, die später zu Anhydrit umgewandelt werden (LOUCKS & LONGMAN 1982).

LF25 Massige und verformte Anhydrite/Gipse

Unter LF25 werden sowohl homogene, rekristallisierte Anhydrite als auch durch spätere Hydratationsprozesse entstandene Gipse zusammengefasst. Bei den massigen Anhydriten/Gipsen lässt sich makroskopisch keinerlei Texturierung erkennen. Bei den verformten Ausbildungen ist eine makroskopische Texturierung aufgrund einer überwiegend plastischen Verformung ebenfalls nicht mehr identifizierbar. Bisweilen können hier noch dolomitische und tonige Schlieren auftreten.

Die rekristallisierten Anhydrite können makroskopisch zudem mit idiomorphen bis hypidiomorphen cm-großen Gipskristallen (Gipsoporphroblasten, vgl. 7.1.5.2) übersät (Tafel 5, Fig. 7) und von zahlreichen Fasergips-Lagen durchzogen sein. Dies deutet auf eine sekundäre Vergipsung des Anhydrits hin.

In den sekundären Gipsen des LF25 ist mikroskopisch eine feinkörnige Grundmasse aus regellos angeordneten, leistenförmig-tafeligen und isometrisch-granotopischen (nach BALZER 1997: Mikrostruktur in sekundären Gipsgesteinen aus gleichdimensionierten, richtungslos-körnigen Kristallen, die meist als Folge einer Verdrängung von Anhydrit entsteht; vgl. 7.1.5.2) Kristallen sichtbar. Zudem treten in diesen Gipsen 0,5 bis 1 cm große Anhydrit-Reste auf. Diese Anhydrit-Aggregate zeigen zum Teil eine radiale Anordnung leistenförmig-tafeliger und fibröser Kristalle (vgl. 7.1.5.1).

Stratigraphisches Vorkommen – Regionale Verbreitung

Unmittelbar oberhalb der lithostratigraphischen Grenze Ca1/A1 treten im Werra-Becken massige, stark vergipste Anhydrite und Gipse mit einer Mächtigkeit von 1 bis 3 m auf (vgl. 7.2.5.2). Massige Anhydrite kommen im Werra-Becken auch in den oberen Bereichen des A1 unterhalb eines Horizontes aus Subrosionbrekzien (vgl. 3.3.3) vor. Zudem können im A1 massige Anhydrite mit mosaikartigen Anhydriten (LF24) und bereichsweise auch mit vertikal gelängten Anhydriten (LF23) verknüpft

sein. Hochgradig verformte Anhydrite sind vorwiegend in den mächtigen A1-Profilabfolgen des zentralen Hessischen Beckens anzutreffen.

Fazielle Interpretation

Die massigen Sulfate des LF25 zeigen eine polygenetische Entstehung. Eine eindeutige Zuordnung zu einem bestimmten Ablagerungsraum ist kaum vorzunehmen, da die vielfältigen diagenetischen Abläufe (Dehydratation-Hydratation, z.T. verbunden mit Rekristallisation, Deformation) die meisten primären Merkmale überprägt oder verwischt haben (vgl. 7.2.5). PERYT (1994) erkannte im polnischen A1 einen nahezu kontinuierlichen Übergang von rekristallisierten, massigen Anhydriten zu Anhydrit-Pseudomorphosen nach senkrecht gewachsenen Gipskristallen (Selenit-Gipsen). Das gemeinsame Auftreten von massigen und teilweise vergipsten Anhydriten sowie sekundären Gipsen zusammen mit LF23 und LF24 legt eine ehemalige Primärbildung in vergleichbaren Ablagerungsräumen nahe. Sowohl die massigen Sulfate in den basalen Bereichen des A1 aus dem Werra-Becken als auch diejenigen aus den mächtigen A1-Profilabfolgen des zen-

tralen Hessischen Beckens werden daher ebenfalls als Flachwasser-Bildungen interpretiert.

Massige Anhydrite können jedoch auch durch salinarsubrosive Vorgänge als Lösungsreste von Steinsalzfolgen entstehen (vgl. BALZER 1997). Für die an der Basis der Subrosionbrekzien bzw. dem Na1 auftretenden massigen Anhydrite ist eine solche Entstehung denkbar (vgl. 3.3.3).

Bei den verformten Anhydriten kann wegen der geringen Bohrerndurchmesser keine Aussage darüber getroffen werden, ob es sich um Texturen handelt, die durch frühe Massenverlagerungen (Sedimentgleitungen/Rutschungen) oder durch plastische Deformationen während der Versenkung und Diagenese (z.B. Entwässerung von Gips zu Anhydrit mit Freisetzen von Kristallwasser und damit einhergehender Volumenzunahme) entstanden. PERYT (1994) interpretiert stark verformte Anhydrite im polnischen Z1 als Folge von Slumping-Prozessen. Rutschungen und frühe Sedimentverlagerungen im A1 werden beispielsweise auch von HERRMANN & RICHTER-BERNBURG (1955), MEIER (1975, 1977) und SCHLAGER & BOLZ (1977) aus dem Harz beschrieben.

3.2.4.3 Sulfatische Beckenfazies

LF26 Bituminöse Karbonat-Anhydrit-Laminite (Linienanhydrite)

In LF26 sind Laminite unterschiedlicher Lithologien zusammengefasst, die sich im cm- bis dm-Bereich abwechseln und kontinuierlich ineinander übergehen können. Es lassen sich drei lithologische Ausbildungen unterscheiden:

LF26-1 Karbonatische Laminite

Bei den karbonatischen Ausbildungen wird die Lamination durch den Wechsel von ca. 0,1 mm mächtigen Lagen aus feinkristallinem Calcit und bis 0,5 mm mächtigen Lagen aus feinkristallinem Calcit mit fein- bis mikrokristallinem Anhydrit gebildet. Diese mächtigeren Lagen lassen mikroskopisch einen unregelmäßigen Internaufbau erkennen, der durch den Wechsel von Calcit- und Anhydritkristallen hervorgerufen wird. Der organische Kohlenstoffanteil (C_{org}) beträgt ca. 0,4 Gew.-% (Analyse HLUG).

LF26-2 Tonig/bituminös-karbonatische Laminite

Die tonig/bituminös-karbonatischen Laminite zeigen mikroskopisch eine kontinuierliche, engständige Lamination, wobei die sich abwechselnden Ton- und feinkristallinen Calcit-Lagen eine nahezu gleichmäßige Mächtigkeit von 0,05 mm aufweisen. Der C_{org} -Gehalt kann bis 1,1 Gew.-% betragen (Analyse HLUG). Fein- bis mikrokristalline Anhydritkristalle kommen nur untergeordnet vor.

LF26-3 Anhydritisch-karbonatische Laminite

In den anhydritisch-karbonatischen Laminiten wechsellagern 0,2 bis 0,5 mm dicke Lagen aus fein- bis mikrokristallinem Anhydrit und ca. 0,05 mm mächtige Lagen aus feinkristallinem Calcit. Fein- bis mikrokristalliner Anhydrit kann auch 0,2 bis 0,7 mm große Einzelaggregate vorkommen, die durch eine calcitische Grundmasse voneinander getrennt sind. Die Aggregate zeigen eine unre-

gelmäßig längliche Morphologie, sind meist lagig angeordnet und können lateral in kontinuierliche Anhydrit-Lagen übergehen. Sie scheinen durch das kompaktionsbedingte Zerreißen einer ehemals nicht unterbrochenen Lage entstanden zu sein.

In der Bohrung Rohrbach folgen die drei Ausbildungen direkt aufeinander. Karbonatische Laminite an der Basis (23 cm), werden von 75 cm tonig/bituminös-karbonatischen und 40 cm anhydritisch-karbonatischen Laminiten am Top überlagert (Tafel 5, Fig. 4, 5). In einer Probe aus der Bohrung Ronshausen 17 lässt sich im cm-Bereich eine zweimalige Abfolge von tonig/bituminös-karbonatischen Laminiten erkennen, die jeweils in anhydritisch-karbonatische Laminite übergehen.

In einigen Bohrungen kommen kleindimensionale Verfallungen (Amplituden im cm-Bereich, enterolithische Gefüge) und Verformungen von cm-mächtigen Anhydrit-Lagen vor. Die Falten und Verformungen sind dabei auf diskrete Horizonte beschränkt, die von ungestörtem Sediment unter- und überlagert werden. Damit zusammen treten stellenweise cm-große, z.T. angerundete und auch zerbrochene Anhydrit-Klasten auf.

Stratigraphisches Vorkommen – Regionale Verbreitung

Die bituminösen Karbonat-Anhydrit-Laminite sind im oberen Bereich des Unteren Werra-Anhydrits, z.T. im unmittelbar Liegenden des Werra-Steinsalzes (Na1), ausgebildet. Der LF-Typ tritt hauptsächlich im zentralen Werra-Becken und untergeordnet in dessen Randbereichen auf. Im östlichen Werra-Becken kann die Laminat-Abfolge im A1 bis 1,90 m mächtig werden (DITTRICH 1964).

Fazielle Interpretation

Die Laminite des LF26 sind wie diejenigen des LF21 in einem subtidalen Ablagerungsraum mit eingeschränkter Wasserzirkulation, hypersalinen Verhältnissen und saisonal hoher organischer Produktion entstanden. Im Vergleich zu LF21 deuten die sedimentologischen Merkmale hier jedoch auf eine größere Wassertiefe und auf eine stärkere Laugenkonzentration hin. Laminierte Sulfate zusammen mit karbonatischem und organischem Ma-

terial sind im Allgemeinen einer Evaporitfazies des tieferen Wasser zuzurechnen (vgl. KENDALL 1992) und treten oft im Liegenden von Steinsalzablagerungen auf (WARREN 1999). Sulfatische Laminite zeichnen sich durch eine großräumige, laterale und vertikale Kontinuität aus, wobei einzelne Laminatae sich oft über große Distanzen verfolgen lassen (vgl. ANDERSON & KIRKLAND 1966, DEAN et al. 1975, KENDALL 1992). Die anhydritisch-karbonatischen Laminite im A1 des Werra-Beckens sind den Linienanhydriten vergleichbar, die im norddeutschen Zechsteinbecken Anzeiger für tieferes Wasser zur Zeit des A1 sind, und mit denen dort regional eine feinstratigraphische Korrelation durchgeführt werden kann (RICHTER-BERNBURG 1955b, 1985, 1986). Im östlichen Werra-Becken scheint dies in der Laminat-Abfolge des A1 teilweise ebenfalls möglich zu sein (vgl. DITTRICH 1964).

Der hohe Anteil an organischem Material und die dunkle Farbe der Karbonate und Anhydrite zeigen reduzierende Bedingungen an. Möglicherweise war der Sedimentationsraum am Beckenboden von oxidierenden Oberflächenwässern abgetrennt (vgl. HOVORKA 1989). Die Laminationen der Sulfate und Karbonate deuten auf eine Sedimentation in einem stratifizierten Wasserkörper mit einer dichten, höher konzentrierten Lauge am Boden hin. Stagnierende und permanent geschichtete Laugenkörper müssen dabei nicht unbedingt sehr tief sein, da die hohe Dichte und die damit verbundene stabile Schichtung der Lauge einen höher energetischen Einfluss (z.B. verursacht durch Wellen) stark abmindert und somit länger andauernde, ruhige Ablagerungsbedingungen vorliegen können (DEAN et al. 1975, KENDALL 1992).

Darüberhinaus werden laminierte sulfatische und karbonatische Ablagerungen im Zechstein als jahreszeitliche Warvenschichtung interpretiert (RICHTER-BERNBURG 1950b, 1955a, 1960). Die Entstehung der sulfatischen Laminatae kann dabei nur durch Kristallisation von Sulfatkristallen an der Oberfläche des Laugenkörpers bei einem genügend hohen Sauerstoffanteil (SCHREIBER et al. 1982) und anschließendem gravitativen Absinken erfolgen. Eine Sulfatkristallisation am Boden der Lauge ist bei einer jahreszeitlich verursachten Schichtung physiko-chemisch schwer erklärbar, da dies für den

rhythmischen Wechsel von sulfatischen und karbonatischen Lagen jeweils eine komplette Durchmischung des gesamten Laugenkörpers in relativ kurzer Zeit erfordern würde (WARREN 1989). In einem tieferen Beckenbereich ist für eine neuerliche Karbonatabscheidung eine Laugenverdünnung beispielsweise durch zuströmendes Frischwasser notwendig (vgl. LF21). Darauf deutet der höhere organische Anteil in den karbonatischen Laminiten hin, der auf das Absinken von organischem Material nach saisonalen Planktonblüten in Verbindung mit einer Frischwasserzufuhr zurückzuführen ist (vgl. WARREN 1989).

Eine andere Möglichkeit zur Entstehung von sulfatischen Laminiten schlägt LANGBEIN (1983, 1987) vor. Die Lamination in Sulfat-Karbonat-Mischgesteinen wird dabei lediglich als ein durch die Kompaktion entstandenes Gefüge und nicht als primär sedimentäres Gefüge interpretiert.

Kleindimensionale Verfaltungen in Sulfatgesteinen können auf verschiedene Arten entstehen (vgl. WARREN 1989): Enterolithische Gefüge treten in supratidalen Sabkhas auf, wo diese sich durch das Zusammenwachsen einzelner Anhydrit-Knollen bilden können (SHEARMAN & FULLER 1969, SCHREIBER et al. 1982). Dort herrscht bei der Formation der Knollen im Kapillarbereich der Bodenzone zudem ein starker Kristallisationsdruck, der zu oberflächennahen Faltenbildungen führen kann (DRONKERT et al. 1990). Ein weiterer möglicher Mechanismus ist die (früh)diagenetische Umwandlung von Gips in Anhydrit, die mit einer Freisetzung von Kristallwasser verbunden ist, was zu einer Erhöhung des Innendruckes und zur Verfaltung von

noch plastischem Sediment führen kann (LANGBEIN 1983, BALZER 1997). Die Hydratation bei der sekundären Gipsbildung aus Anhydrit ist ebenfalls mit einer Volumenzunahme (64 %) verknüpft, und es können sich auch dadurch spät-diagenetische Verfaltungen, so genannte „Schlangengipse“, entwickeln (HEIM 1908). Verfaltungen in Sulfaten des Z1 am Harz werden als subaquatische, oberflächennahe Gleitungen von noch plastischem Sediment interpretiert (HERRMANN & RICHTER-BERNBURG 1955, MEIER 1975, SCHLAGER & BOLZ 1977, RICHTER-BERNBURG 1985).

Eine Entstehung der Falten im Sabkha-Bereich scheidet hier ebenso aus wie eine sekundäre Hydratation (es liegt Anhydrit und nicht Gips vor). Frühdiagenetische Prozesse (Gips-Anhydrit-Transformation) bei der Faltenbildung können in diesem Bereich des A1 nicht vollkommen ausgeschlossen werden (vgl. PÖHLIG 1986). Das gemeinsame Auftreten von Klatten zusammen mit den geringmächtigen, horizontgebundenen Falten sowie die verformten Anhydrit-Lagen deuten jedoch eher auf frühe, gravitative Sedimentumlagerungen im LF26. Innerhalb der Laminit-Abfolge des A1 beschreibt RICHTER-BERNBURG (1985) aus zwei Bohrungen im Werra-Becken ebenfalls Sedimentverfaltungen im Zusammenhang mit einer erosiven Diskordanz. Als mögliche Ursache für die Entstehung der verfalteten Anhydrit-Lagen kann dabei eine gravitative, schichtparallele Gleitung entlang der zahlreich vorhandenen Inhomogenitätsflächen in den Laminiten angesehen werden (vgl. HERRMANN & RICHTER-BERNBURG 1955).

3.2.5 Faziesgruppen – Zusammenfassung

Genetisch verwandte Lithofazies-Typen (LF) lassen sich zu Faziesgruppen (F) zusammenfassen, die charakteristischen Ablagerungsräumen zugeordnet werden können. Innerhalb der untersuchten Profilabfolge vom Zechsteinkalk bis Unteren Werra-Anhydrit sind 11 Faziesgruppen zu unterscheiden (Tab. 3).

Klastisch dominierte Beckenfazies (F1)

In der Frankenberg-Schlüchterner Senke sind Silt- und Mergelsteine (LF1), Tonsteine (LF2) und

biodetritische Kalkmergelsteine (LF3) die charakteristischen Lithofaziestypen in der klastisch dominierten Beckenfazies. Homogene Mudstones (LF6) treten nur untergeordnet auf. Die biodetritischen Kalkmergelsteine und homogenen Mudstones sind dabei als cm- bis dm-mächtige Horizonte in die feinklastische Abfolge eingeschaltet. F1 kann in der Frankenberg-Schlüchterner Senke eine Mächtigkeit bis 50 m erreichen. Im Werra-Becken herrschen in der klastisch dominierten Beckenfazies bioturbate, siltige Mudstones (LF4) vor; Tonsteine

Tab. 3. Übersichtstabelle Faziesgruppen.

| Fazies | Lithofazies-Typen | Stratigraphie | Regionale Verbreitung | Bemerkungen |
|--|-----------------------------|---------------|---|---|
| F1 Klastisch dominierte Beckenfazies | LF1, LF2, LF3, LF4, LF6 | Ca1 | Frankenberg-Schlüchterner-Senke, Werra-Becken, lokal in der Korbacher Bucht | In der Frankenberg-Schüchterner Senke bis 50 m mächtige Abfolge von feinklastisch-karbonatischen Sedimenten. Im Werra-Becken und lokal in der Korbacher Bucht geringmächtig an der Basis des Ca1. |
| F2 Subtidale Karbonatfazies | LF2, LF5, LF6, LF7 | Ca1 | Gesamtes Becken | Wenig faziespezifische Mudstone-Assoziation. Im zentralen und nordwestlichen Werra-Becken vermehrt mit Tonstein-Einschaltungen. |
| F3 Sub- bis intertidale (supratidale) Karbonatfazies | LF2, LF8, LF9 | Ca1 | Zentrales Hessisches Becken | Geringmächtige, lateral weit aushaltende Abfolge, die den oberen Anteil von Shallowing-upward Zyklen bildet. |
| F4 Reef-Mound-Fazies | LF2, LF10, LF11 | Ca1 | Randbereiche und beckeninterne Hochzonen | Auf beckeninternen Hochzonen z.T. bis 50 m mächtige Bioherme. An den Beckenrändern lokal geringmächtige Patch-Reefs. |
| F5 Back-Reef-Fazies | LF12, LF13 | Ca1 | Spessart, Schiefergebirgsrand | In Verbindung mit Biohermen und Patch-Reefs. |
| F6 Barren- und Lagunen-Fazies | LF14, LF15, LF16 | Ca1 | Schiefergebirgsrand | Lokal begrenztes Vorkommen am Schiefergebirgsrand. |
| F7 Strand-Fazies | LF16, LF17, LF18 | Ca1 | Spessart, Schiefergebirgsrand | Lokale, hochenergetische Fazies in der Nähe von beckenrandlichen paläozoischen Hochzonen (z.B. Eisenberg). |
| F8 Ooid-Shoal-Fazies | LF19 | Ca1 | Schiefergebirgsrand | Hochenergetische Fazies mit regional weiter Verbreitung am Schiefergebirgsrand. |
| F9 Peritidale Fazies | LF2, LF6, LF20, LF21, LF22 | A1 | Zentrales Hessisches Becken und Schlüchterner Senke | Zyklische Abfolge sub-, inter- und supratidaler Lithofazies-Typen. In der Schlüchterner Senke, im zentralen und nordwestlichen Werra-Becken verstärkt mit Tonstein-Einschaltungen. |
| F10 Salina- und Sabka-Fazies | LF2, LF22, LF23, LF24, LF25 | A1 | Zentrales Hessisches Becken und Schlüchterner Senke | Zyklische Abfolge sub- und supratidaler Lithofazies-Typen. |
| F11 Sulfatische Beckenfazies | LF26, LF21 | A1 | Werra-Becken, z.T. zentrales Hessisches Becken | Geringmächtiger charakteristischer Horizont für das tiefere Subtidal während der Evaporitsedimentation. |

(LF2) und homogene Mudstones (LF6) sind seltener anzutreffen. Die Mächtigkeit beträgt hier maximal 8 m. F1 ist auch lokal am Schiefergebirgsrand in der Korbacher Bucht anzutreffen.

Subtidale Karbonatfazies (F2)

In F2 sind wenig faziespezifische Mudstone Lithofazies-Typen (LF5, LF6, LF7) zusammengefasst, die einem subtidalen Ablagerungsbereich zugeordnet werden können. LF6 und LF7 zeigen eine beckenweite Verbreitung und kommen sowohl im zentralen Hessischen Becken wie auch an dessen Randbereichen vor. Die feingeschichteten bis laminierten Mudstones des LF5 sind im Übergangsbereich vom Schiefergebirgsrand zum zentralen Hessischen Becken in zwei Bohrungen (Lehrbach, Braunsen) anzutreffen (vgl. 4.2.3, 4.4.1). Im zentralen und nordwestlichen Werra-Becken treten in F2 zusätzlich cm- bis dm-mächtige Einschaltungen von Tonsteinen (LF2) auf.

Sub- bis intertidale (supratidale) Karbonatfazies (F3)

F3 wird von subtidalen Onkoid-Wackestones (LF8) und inter- bis supratidalen Pisoid-Packstones (LF9) gebildet. F3 ist als cm- bis dm-mächtige Horizonte den Mudstones der F2 eingelagert und tritt in den oberen Abschnitten von Shallowing-upward Zyklen auf (vgl. 5.1.2). Die sub- bis intertidale (supratidale) Fazies findet sich im zentralen Hessischen Becken und im Werra-Becken.

Reef-Mound-Fazies (F4)

In der Reef-Mound-Fazies sind bioklastische Mud-/Wackestones (LF10) und Boundstones (LF11) vorhanden. Haupttriffbildner ist *Archaeolithoporella* sp.; Bryozoen spielen als Sedimentfänger nur eine untergeordnete Rolle. In der Reef-Mound-Fazies ist eine vertikale Zonierung der Lithofazies-Typen zu erkennen, die sich als eine zunehmende Verflachungstendenz interpretieren lässt. Vor allem am nördlichen Vorspessart im Übergang zur Frankenberg-Schlichterner Senke und im Bereich beckeninterner, submariner Schwellen (z.B. Hunsrück-Oberharz-Schwelle oder Spessart-Rhön-Schwelle, vgl. KULICK et al. 1984) sind bis zu 50 m mächtige Bioherme anzutreffen. Am Schiefergebirgsrand

und auf der Hochzone des Spessarts ist F4 in Form kleinerer Patch-Reefs entwickelt (PRÜFERT 1969, HOLZAPFEL 1991).

Back-Reef-Fazies (F5)

In der Back-Reef-Fazies finden sich hauptsächlich Onkoid-Ooid-Bioklasten-Packstones (LF12) und argenlamierte Wacke- bis Grainstones (LF13). LF12 tritt in flächenhafter Ausdehnung am nördlichen Vorspessart auf (vgl. Abb. 12). LF13 ist in der Nähe von Patch-Reefs am Schiefergebirgsrand ausgebildet.

Barren- und Lagunen-Fazies (F6)

F6 ist lediglich lokal in der Korbacher- und Marsberger Bucht am Schiefergebirgsrand anzutreffen. Die Lagunen-Fazies besteht aus feinsandigen (LF14) und feingeschichteten Siltsteinen (LF15). Die der Lagune vorgelagerte Barrenfazies wird von Peloid-Pack-/Grainstones (LF16) gebildet.

Strand-Fazies (F7)

F7 wird durch zwei Lithofazies-Typen charakterisiert, die am Schiefergebirgsrand lediglich in einem kleinräumigen, lokalen Vorkommen am Eisenberg anzutreffen sind. LF17 und LF18 sind als Strandablagerungen in der Nähe inselartiger Hochzonen zu interpretieren. Vergleichbare Bildungen werden ebenfalls von PRÜFERT (1969) aus dem Spessart beschrieben.

Ooid-Shoal-Fazies (F8)

Das Vorkommen der Ooid-Shoal-Fazies ist auf den westlichen Beckenrand am Rheinischen Schiefergebirge beschränkt. Die Ooid-Grainstones (LF19) verlaufen in einem Streifen parallel zum Schiefergebirgsrand, erreichen in Küstennähe eine Mächtigkeit von 25 m und können im Übergang zum zentralen Hessischen Becken mehr als 50 m mächtig werden. Schrägschichtung und die gute Sortierung der Ooide belegen eine Ablagerung bei höherer Wasserenergie.

Peritidale Fazies (F9)

Die peritidale Fazies zeigt mit sub-, inter- und supratidalen Faziestypen die größte Faziesdifferenzierung und lässt zudem einen zyklischen Aufbau erkennen (vgl. 5.1.3). Der peritidale Faziesbereich

besteht aus einer Kombination verschiedener Ablagerungsräume, wie niedrig energetischen, geschützten Lagunen, Gezeitenebenen und Sabkhas (PRATT et al. 1992). Abfolgen, die so genannte peritidale Sedimentstrukturen aufweisen, müssen jedoch nicht unbedingt gezeitenbeeinflusst sein (WRIGHT 1990b). Insbesondere in evaporitischen Faziesbereichen spielen Gezeiten keine große Rolle, sodass hier die weit ausgedehnten Gezeitenebenen („tidal flats“) auch als „mudflats“ bezeichnet werden können (WARREN 1999).

In der peritidalen Fazies des Z1 sind die Lithofazies-Typen LF2, LF6, LF20, LF21 und LF22 entwickelt. Im Werra-Becken und im SE-Teil der Frankenberg-Schlüchterner Senke dominieren subtidale Ablagerungsbereiche. Dort wurden laminierte Karbonate mit Evaporitkristallen (LF21) bei stabiler Wasserschichtung im etwas tieferen Subtidal gebildet. Geringmächtige Einschaltungen homogener Mudstones (LF6) und Tonsteine (LF2) sind jeweils auf eine periodische Aufhebung der stabilen Schichtung zurückzuführen. Vor allem im SE-Teil der Frankenberg-Schlüchterner Senke und im zentralen und nordwestlichen Teil des Werra-Beckens treten zahlreiche Tonstein-Einschaltungen auf. Die dm-mächtigen Mudstone-Horizonte (LF6) sind dem niedrig energetischen Subtidal zuzurechnen und wurden unter etwas geringerer Wassertiefe als LF21 abgelagert. Mikrobielle Bindstones (LF20) wurden im höheren Sub- bis Intertidal gebildet und treten bevorzugt an den Rändern des Werra-Beckens auf. Im Bereich der Hunsrück-Oberharz-Schwelle und im zentralen Hessischen Becken sind knollige Anhydrite (LF22) anzutreffen, die in einer supratidalen Sabkha entstanden.

Salina- und Sabkha-Fazies (F10)

Vertikal gelängte, knollige Anhydrite (LF23), mosaikartige Anhydrite (LF24) und auch verform-

te Gipse und Anyhdrite (LF25) werden als ehemalige primäre Selenit-Gipse interpretiert, die unter flach subaquatischen Bedingungen in einer Salina entstanden (vgl. WARREN & KENDALL 1985). Salina-Evaporite stellen den Hauptteil der Sedimente innerhalb der F10 dar. Knollige Anyhdrite (LF22) bildeten sich in einem supratidalen Sabkha-Bereich und sind den Salina-Ablagerungen als geringmächtige Horizonte eingelagert. Überwiegend flach subaquatische Evaporitabfolgen mit untergeordnet supratidalen Einschaltungen werden von WARREN (1999) auch als Saltern-Fazies bezeichnet. F10 ist gekennzeichnet durch den zyklischen Wechsel sub- und supratidaler Lithofazies-Typen, wobei jede Abfolge von einer Salina- zur Sabkha-Fazies als ein Shallowing-upward Zyklus interpretiert werden kann (vgl. 5.1.4). F10 erreicht im Werra-Becken lediglich 10 m Mächtigkeit. Im zentralen Hessischen Becken steigt die Mächtigkeit lokal auf über 140 m an (z.B. Brg. Escherode, vgl. Anhang 11.2).

Sulfatische Beckenfazies (F11)

Die sulfatische Beckenfazies wird durch einen weniger als 2 m mächtigen Horizont aus schwach bituminösen Karbonat-Anhydrit-Laminiten (LF26) charakterisiert. Laminierte Anhydrite werden im Allgemeinen im niedrig energetischen, tieferen Subtidal bei stabiler Wasserschichtung abgelagert (RICHTER-BERNBURG 1985, KENDALL 1992). Zuweilen treten auch geringmächtige, massige Anhydrite (LF25) und Laminite mit Evaporitkristallen (LF21) auf. Die Verbreitung von F11 ist im Wesentlichen auf das Werra-Becken und dessen unmittelbaren Randbereiche beschränkt. F11 wurde aber auch im zentralen Bereich des SE-Teils der Frankenberg-Schlüchterner Senke angetroffen (Brg. Sterbfritz, vgl. Abb. 11).

3.3 Lithofazies im Hangenden des Unteren Werra-Anhydrits

3.3.1 Werra-Steinsalz (Na1)

Die Mächtigkeit des Werra-Steinsalzes (Na1) inklusive der Kalisalzflöze Thüringen (K1Th) und Hessen (K1H) beträgt im Werra-Becken zwischen 220 und 330 m (KÄDING 1978, 1987). Im Fulda-

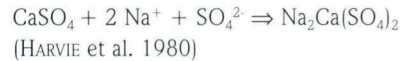
Becken ist das Na1 zwischen 190 und 240 m mächtig (KÄDING & SESSLER 1994). In den oberen Bereichen des Na1 treten zwei tonige Einschaltungen auf (Tonmittel 1 und 2, TM1+2), die sich im

Fulda-Becken zu einem Horizont vereinigen (KÄDING 1978). Auf das mächtige Steinsalzlager mit den beiden Kaliflözen kann im Rahmen dieser Arbeit nicht näher eingegangen werden. Eine lithologische Beschreibung der Abfolge gibt KÄDING (1975). Das Werra-Steinsalz wurde lediglich in vier Bohrungen aus dem Werra-Becken angetroffen (vgl. Anhang 11.1, vgl. Abb. 13). In den übrigen untersuchten Bohrungen am Rand des Werra-Beckens liegen direkt oberhalb der A1-Sulfate Brekzien vor, die aus roten Tonsteinen mit z.T. bis dm-großen Anhydritbruchstücken bestehen (vgl. 3.3.3).

Im Bereich der Hunsrück-Oberharz-Schwelle finden sich in den Bohrungen Lüdersdorf und Sterkelshausen im Unteren Werra-Anhydrit dm-mächtige Horizonte aus mehligem, weißen Pulver (vgl. KULICK 1987a, 1999). Röntgendiffraktometrisch lassen sich darin Gips, Thenardit (Na_2SO_4) und Mirabilit ($\text{Na}_2\text{SO}_4 \times 10\text{H}_2\text{O}$), das auch als Glaubersalz bezeichnet wird, nachweisen (s. Anhang 11.5). Die Sulfatminerale Thenardit und Mirabilit deuten indirekt auf höher saline Bedingungen während der Gipsausscheidung hin. Mirabilit geht aus Thenardit durch Hydratation hervor. Für die Bildung von Thenardit gibt es unterschiedliche Möglichkeiten.

(1) Thenardit ist kein primäres marines Evaporitmineral, sondern entsteht aus der Umlösung von Glauberit durch CaSO_4 -Abfuhr oder auch aus der Umlösung von Blödit ($\text{MgSO}_4\text{Na}_2\text{SO}_4 \times 4\text{H}_2\text{O}$) (HERRMANN 1981). Glauberit bildet sich während der Halitabscheidung als stabile Phase durch Reak-

tion von Anhydrit mit der Salzlösung nach folgender Gleichung:



Glauberit ist folglich als ein Produkt zunehmender Eindampfung aufzufassen und nicht auf eine thermische und/oder Lösungsmetamorphose anderer Sulfate zurückzuführen (BRAITSCHE 1962, WARREN 1989, 1999).

(2) Hingegen wird die Bildung von Glauberit, Thenardit und Mirabilit von SONNENFELD (1984) auf einen rein epigenetischen Einfluss durch absinkende sulfatische Wässer (Na_2SO_4 -Laugen) bzw. durch die Einwirkung meteorischer Wässer zurückgeführt. Im oberen Bereich von sulfatischen Steinsalz- und Kalilagern treten Halit, Thenardit und Mirabilit zusammen auf. Thenardit kann sich aus Halit durch Einwirkung von Mg-(Na)- $\text{SO}_4\text{-CO}_3$ -Laugen bilden (SONNENFELD 1984).

Es liegt nahe, die Gips-Thenardit-Mirabilit-Horizonte im Unteren Werra-Anhydrit als Anzeiger für höher saline Bedingungen zur Zeit der Sulfatsedimentation aufzufassen. Die Bildung der sekundären Sulfatminerale steht im unmittelbaren Zusammenhang mit primär gebildetem Halit. Die Horizonte können somit als fazielle Äquivalente zum Na1 oder sogar als dessen randliche Ausläufer interpretiert werden und besitzen am westlichen Rand des Werra-Beckens eine große Verbreitung (vgl. KULICK 1987a).

3.3.2 Oberer Werra-Ton (T1r) und Oberer Werra-Anhydrit (A1r)

Im hessischen Zechsteinbecken und an dessen Randbereichen sind im höheren Teil des Z1 rotbraune siltige Tonsteine entwickelt (Oberer Werra-Ton, T1r). Im Werra-Becken lagern die Tonsteine oberhalb des Na1, im Bereich des zentralen Hessischen Beckens schließen sich die Tonsteine dem Unteren Werra-Anhydrit an. Am Nordrand des Spessarts und am Schiefergebirge folgen die Feinklastika direkt auf die Karbonate des Zechsteinkalks. An den Beckenrändern im Westen und Süden können die Tonsteine bis 60 m mächtig werden; im zentralen Hessischen Becken keilen sie nordöstlich von Kassel be-

reits wieder aus (KULICK 1987a). In zwei Bohrungen am Spessart (SR1, SR8) sind in den Tonsteinen 0,1 bis 5 cm große Sulfat-Knollen ausgebildet (Tafel 5, Fig. 9). In den größeren Knollen liegt meist schwach vergipster Anhydrit vor. Die kleineren Knollen bestehen in der Regel aus Gips und besitzen meist eine undeutliche linsenförmige Gestalt.

In die Tonsteine ist eine weitere Sulfat-Abfolge eingeschaltet (Oberer Werra-Anhydrit, A1r). Der A1r ist nahezu über das gesamte hessische Zechsteinbecken verbreitet und ist ein guter lithostratigraphischer Marker, der sich bereits in Gamma-Ray-Logs

aufgrund seiner geringen Strahlungsintensität leicht von den umgebenden Tonsteinen unterscheiden lässt. Die bis max. 25 m (KULICK 1987a), meist jedoch weniger als 10 m mächtige Sulfat-Abfolge wird wiederum durch rote Tonsteine in zwei Bänke geteilt. Im Werra-Becken kann dem A1r zudem ein geringmächtiges Steinsalzlager (Na1r) eingeschaltet sein (ROTH 1978).

Der Ablagerungsraum der Tonsteine und Ca-Sulfate kann als eine randmarine Tonsteinebene bzw.

als klastisch dominierte Sabkha, im Übergang vom küstennahen zum kontinentalen Ablagerungsbecken charakterisiert werden (vgl. HANDFORD 1981, WARREN 1989). An den Rändern des hessischen Zechsteinbeckens im Süden und Westen verzahnen sich die Pelite mit fluviatil abgelagerten Sanden (KULICK 1987a). Die evaporitischen Einschaltungen (A1r, Na1r) belegen einen zeitweisen marinen Einfluss.

3.3.3 Tonstein-Anhydrit-Brekzien (Subrosionsbrekzien)

Brekzien in Evaporit-Serien zeigen im Allgemeinen eine lateral weite Verbreitung und spiegeln die Geometrie der ehemaligen Evaporitablagerungen wider (WARREN 1997). Wenn die ursprünglichen evaporitischen Sedimente Teil einer zyklischen Sedimentabfolge zwischen karbonatischen und siliziklastischen Gesteinen waren, so sind auch die Brekzien als Teil der zyklischen Abfolge interpretierbar (WARREN 1997). In den Bohrungen am Rand des Werra-Beckens ist oberhalb des A1 eine Abfolge von Tonstein-Anhydrit-Brekzien entwickelt. Nach KULICK (1987a) lassen sich zwei Brekzien-Ausbildungen unterscheiden. In den basalen Teilen der Abfolge finden sich grundmassengestützte, sulfatisch oder karbonatisch verkittete Brekzien mit einer Grundmasse aus roten Tonsteinen und mit bis 15 cm großen Anhydrit-Bruchstücken als Komponenten. In den oberen Bereichen treten lockere Brekzien mit einer Grundmasse aus roten Tonsteinen und mit bis 1 m großen Bruchstücken des überlagernden Deckgebirges (vor allem Plattendolomit- und Buntsandstein-Material) auf. In den Brekzien-Horizonten lassen sich auch die Tonmittel (TM1+2) des Na1 nachweisen (KULICK 1987a, b). Jüngere Zechsteinschichten, meist schon der Obere Werra-Anhydrit (A1r), lagern den Brekzien ungestört auf. Diese Erscheinung könnte als ein Anzeichen für eine frühe Evaporitauflösung und Subrosion bereits im Zechstein angesehen werden. Eine Subrosion während der Oberkreide/Paläogen und/oder im Pliozän/Quartär (MEIBURG

1980a, JACOBSHAGEN 1997) mit weiträumig abgesenktem, wenig zerbrochenem Deckgebirge bildet eine weitere Interpretationsmöglichkeit. Die Deckgebirgsfragmente im oberen Bereich der Abfolge lassen sich dabei nur im Zusammenhang mit späten Subrosionsprozessen erklären.

Am so genannten Salzhang, wo noch mit einer ehemaligen primären Verbreitung des Na1 gerechnet werden kann, wurde hauptsächlich Steinsalz gelöst. Als Salzhang wird die Grenze zwischen intaktem und gelöstem Salinar verstanden, der die äußere Begrenzung der Salzlagerstätte im Werra-Fulda-Gebiet bildet (vgl. BEER 1996, SKOWRONEK et al. 1999). Die extrem geringe Permeabilität untertägiger evaporitischer Abfolgen (Sulfate und Salze) hat zur Folge, dass der Einfluss von Lösungen, die zu deren Ablaugung führen können, vom Rand der evaporitischen Ablagerung zum Beckenzentrum hin abnimmt (WARREN 1997). In den Bohrungen am äußeren Rand des Werra-Beckens deuten die innerhalb der Brekzien-Horizonte anzutreffenden Tonstein-Intervalle (Tonmittel 1+2), die auch in den oberen Bereichen des Na1 vorkommen, eine ehemalige Verbreitung des Salinars an (vgl. KULICK 1987a). Subrosionsbrekzien treten auch in Gebieten ohne primäre Halitverbreitung auf. Dort wurden die Sulfate des Unteren Werra-Anhydrits subrodiert (vgl. KULICK 1987a). Die Mächtigkeit des Brekzien-Horizonts kann bis 45 m betragen, ist aber erheblichen Schwankungen als Folge lokal unterschiedlich intensiver Subrosion unterworfen.

4. Regionale Faziesausbildungen

Die im hessischen Zechsteinbecken paläogeographisch abgrenzbaren Regionen (vgl. 1.3) lassen sich über das Vorkommen und die vertikale Abfolge der Faziesgruppen näher charakterisieren (Tab. 4). Einige Faziesgruppen zeigen lediglich eine lokale Verbreitung. Diese sind vor allem auf die faziell stark differenzierten Randbereiche des hessischen

Zechsteinbeckens beschränkt. Die vertikalen Faziesabfolgen in den jeweiligen Regionen werden an ausgesuchten charakteristischen Profilen kurz beschrieben. Weiterhin wird die räumliche Verteilung der Faziesgruppen in idealisierten, zweidimensionalen Profilschnitten dargestellt und erläutert.

Tab. 4. Regionale Verbreitung der Faziesgruppen.

| Region | Faziesgruppe |
|---------------------------------|------------------------------|
| Spessart | F2, F5 |
| Frankenberg-Schlüchterner Senke | F1, F2, F4, F5, F9; F10, F11 |
| Schlüchterner Senke | F1, F2, F4, F5, F9, F10, F11 |
| Frankenberger Senke | F1, F2, F9, F10 |
| Zentrales Hessisches Becken | F1, F2, F3, F4, F9, F10, F11 |
| Schiefergebirgsrand | F1, F2, F4, F5, F6, F7, F8 |

4.1 Spessart

Aufschluss Gräfenberg

Aufschluss Gb in Abb. 2; vgl. Anhang 11.1, 11.2
 untersuchte Profilmächtigkeit: 20 m
 Stratigraphie: Ca1
 Fazies: F2, F5

Für den Spessart wird exemplarisch das Profil am Gräfenberg besprochen. Eine detaillierte lithologische Profilbeschreibung findet sich auch bei KULICK & KOWALCZYK (1987). Aus einem benachbarten Steinbruch (Hufgard, Rottenberg) wird eine nahezu identische Profilabfolge erwähnt (KOWALCZYK & PRÜFERT 1978b). Die hier vorliegende Beschreibung stützt sich im basalen Profilverteil auf die Literaturangaben, da das Profil am Gräfenberg in diesen Horizonten nicht mehr zugänglich ist.

Subtidale Karbonatfazies F2

Über dem Grundgebirge bzw. einer Brekzie aus Kristallin-Komponenten lagern dunkelgraue, stark bituminöse, plattige Dolomite, die nach oben in schwach bituminöse, dünnbankige Dolomite übergehen (KOWALCZYK & PRÜFERT 1978b, KULICK & KOWALCZYK 1987). Dieser Bereich ist ca. 4 m mächtig und am Gräfenberg nur mit seinem oberen Teil abgeschlossen. Die Dolomitabfolge kann den LF-Typen 5 und 6 zugerechnet werden. Darüber folgen ca. 14,5 m massige bis dickbankige Dolomite des LF7. Diese sind lagenweise von bis 5 cm großen, unregelmäßigen Lösungshohlräumen durchzogen. Im Dünnschliff sind kleinere Lösungsporen zuweilen durch gerade Kanten gekennzeichnet und können daher als ehemalige Evaporitkristalle interpretiert werden. Im oberen Bereich sind die Dolomite durch feinverteilte Fe- und Mn-Einlagerungen dunkelgrau gefärbt.

Back-Reef-Fazies F5

Eine im Aufschluss deutlich erkennbare Schichtgrenze trennt die subtidale Karbonatfazies von der Back-Reef-Fazies. Der Horizont besteht hier aus 75 cm dünnplattigen Dolomiten mit einer 25 cm mächtigen, massigen Bank an der Basis und einer 25 cm mächtigen Bank am Top. Es ist LF13-1 entwickelt. Im Dünnschliff lassen sich mm-mächtige Ooid-Pack-/Grainstone-Lagen erkennen, die mit geringer mächtigen, mikritischen Lagen wechseln. Die Ooide sind überwiegend gelöst. Die mikritischen Lagen sind stellenweise zerbrochen und in den Zwischenräumen, wie auch in größeren Lösungsformen, ist ein calcitischer Blockzement ausgebildet (vgl. 7.1.3.4.).

4.2 Frankenberg-Schlüchterner Senke

4.2.1 Bohrung SR1-Aura

Bohrung SR1 in Abb. 2; vgl. Anhang 11.1, 11.2
untersuchte Teufe: 284,0 bis 422,3 m
Stratigraphie: ro, T1, Ca1, (A1), T1r
Fazies: F1, F5

Aus dem Bereich des Kupferschiefers und des basalen Zechsteinkalks lagen zur Zeit der Bearbeitung keine Kerne mehr vor. Die Grenzziehung T1/Ca1 erfolgt daher mittels Gamma-Ray-Log. Im Ca1 ist die klastisch dominierte Beckenfazies (F1) und die Back-Reef-Fazies (F5) ausgebildet.

Klastisch dominierte Beckenfazies F1

Die klastisch dominierte Beckenfazies ist von 299,20 bis 387,00 m entwickelt. Silt- und Mergelsteine des LF1 mit geringmächtigen bioklastischen Einschaltungen (LF3) machen dabei den Großteil der basalen Profilabfolge von 346,30 bis 387,00 m aus. Darüber folgen von 327,30 bis 346,30 m überwiegend biodetritische Kalkmergelsteine (LF3) in Wechsellagerung mit geringmächtigen LF1-Einschaltungen. In diesem Intervall lassen sich zwei mächtigere, bioklastisch dominierte Abschnitte mit Schalenbruchstücken, Crinoiden, Bryozoen und Foraminiferen sowie vereinzelt Onkoiden ausmachen (327,30 bis 334,50 m und 342,85 bis 346,30 m), die voneinander wiederum durch über-

In einem benachbarten Steinbruch in Rottenberg (Hufgard) findet sich zwischen F2 und F5 ein geringmächtiger braunroter Tonstein (PRÜFERT 1969, KOWALCZYK & PRÜFERT 1978b). Die Dolomite der subtidalen Karbonatfazies sind im oberen Bereich tiefgründig verkarstet, wobei bis 2 m mächtige Karsttaschen von braunroten Tonsteinen verfüllt werden. In den Tonsteinen sind Mangan- und Eisenerzkügelchen vorhanden, die ebenso wie die Fe- und Mn-Einlagerungen im oberen Teil der Dolomite der F2 in Zusammenhang mit einer Verkarstung im Zechstein zu sehen sind (KOWALCZYK & PRÜFERT 1978b).

wiegend kalkige Tonsteine (LF1) getrennt werden. Oberhalb dieser Horizonte wird die Abfolge erneut toniger, wobei nur noch wenige bioklastische Einschaltungen (LF3) im LF1 auftreten.

Back-Reef-Fazies F5

Von 289,0 bis 299,20 ist in der Bohrung die Back-Reef-Fazies entwickelt. In den basalen Profil-Bereichen von 296,80 bis 299,20 m sind algenlamierte Wackestones mit Onkoiden und Aggregatkörnern vorherrschend (LF13). Oberhalb eines ca. 35 cm mächtigen Aufarbeitungshorizontes (296,45–296,80 m) mit cm-großen, algenlamierten Intraklasten dominieren Onkoid-Ooid-Bioklasten-Packstones (LF12). An Komponenten treten hier Typ-1 Onkoide, Typ-1 Aggregatkörner und Typ-2 Ooide auf. An Bioklasten kommen neben einzelnen Schalenbruchstücken und Bryozoenfragmenten häufig Gastropoden und Dasycladaceen vor.

Oberhalb einer Kernverluststrecke (285,00–289,00 m) finden sich rote, siltige Tonsteine mit bis zu cm-großen Anhydritknollen und darin eingeschalteten cm-mächtigen Anhydrit-Horizonten. Die Abfolge wurde in einer klastisch dominierten Sabkha gebildet und ist lithostratigraphisch in den A1 oder bereits in den T1r zu stellen.

4.2.2 Bohrung Gelnhaar

Bohrung Ge in Abb. 2; vgl. Anhang 11.1, 11.2
untersuchte Teufe: 470,0 bis 554,0 m
Stratigraphie: ro, C1, Ca1, T1r
Fazies: F1, F4

Der Kupferschiefer ist in der Bohrung nicht ausgebildet. Oberhalb des geringmächtigen Zechsteinkonglomerats beginnt die Profilabfolge des Ca1 mit der klastisch dominierten Beckenfazies (F1), auf die im oberen Bereich des untersuchten Bohrungsabschnittes die Reef-Mound-Fazies (F4) folgt.

Klastisch dominierte Beckenfazies F1

F1 wird hier 32,7 m mächtig. Im unteren Bereich (543,30 bis 551,20 m) dominieren Mergel- und Siltsteine des LF1, in die wenige cm- bis dm-mächtige biodetritische Kalkmergel-Lagen (LF3) eingeschaltet sind. Von 525,70 bis 543,30 m ist LF3 mit geringmächtigen LF1-Einschaltungen ausgebildet. Wie in der Bohrung SR1-Aura sind auch hier zwei mächtigere Intervalle, die überwiegend von LF3 aufgebaut werden, auszuhalten (525,70 bis 536,00 m und 538,70 bis 543,30 m). Neben Schalenbruchstücken (Muscheln, Brachiopoden, Ostracoden), Crinoiden- und Bryozoenfragmenten finden sich im LF3 Foraminiferen der Gattungen *Glomospira* sp. und *Nodosaria* sp. und seltener *Ammodiscus* sp. Weiterhin sind Typ-1 Onkoide und auch 0,5 bis 1 cm-große Lithoklasten vorzufinden. Bei den Klasten handelt es sich um mikrobielle Boundstones (LF11). Zwischen 540,00 bis 541,00 m ist der Gastropode *Euomphalus* sp. vermehrt anzutreffen. Im Anschluss an

den obersten Bioklasten-Horizont wird die Abfolge toniger und neben LF1 treten auch Tonsteine des LF2 auf (518,50 bis 525,70 m). Einschaltungen von LF3 sind nur noch selten vorhanden.

Reef-Mound-Fazies F4

Von 471,30 bis 518,50 m ist in der Bohrung die Reef-Mound-Fazies entwickelt (vgl. 3.2.3.4). Die detaillierte vertikale Abfolge der einzelnen Litho- und Mikrofaziestypen in der Bohrung ist aus Abb. 8 ersichtlich und lässt sich mit der Zonierung paläozoischer Mounds vergleichen. Über den basalen Bioklasten-Wackestones (LF10) mit geringmächtigen Tonstein-Einschaltungen folgen mikrobielle Boundstones (LF11-1, LF11-2), die die Kernfazies des Mounds darstellen. Die Bioklasten-Wackestones mit Tonstein-Einschaltungen treten erneut von 492,00 bis 498,00 m auf. Daran schließt sich wiederum die Kernfazies des Mounds mit Boundstones des LF11 an. Bei ca. 477,50 m setzen schließlich stromatolithische Bindstones (LF11-3) ein, die eine für paläozoische Mounds typische Bindstone-Kappe bilden (vgl. WILSON 1975, Abb. 9).

Im obersten Bereich des Mounds finden sich hellgraue, mürbe, brekziöse Siltsteine mit Dolomit-Bruchstücken. Es handelt sich dabei vermutlich um einen zerbohrten Verkarstungshorizont. Daran schließen sich rote Tonsteine des T1r an, die ein Trockenfallen im Ablagerungsraum belegen. Weitere Hinweise auf eine frühe Verkarstung im Z1 sind durch bis mehrere cm-große Lösungshohlräume in der Mound-Fazies gegeben.

4.2.3 Bohrung Lehrbach

Bohrung Le in Abb. 2; vgl. Anhang 11.1, 11.2
untersuchte Teufe: 450,0 bis 527,0 m
Stratigraphie: d, C1, T1Ca, T1, Ca1, A1, T1r
Fazies: F1, F2, F9, F10

Die Bohrung befindet sich im Westteil der Frankenberg-Schlüchterner Senke. Auf devonische Tonschiefer folgen Zechsteinkonglomerat (C1), Productus-Kalk (T1Ca) und Kupferschiefer (T1). Im Zechsteinkalk

sind die klastisch dominierte Beckenfazies (F1) und die subtidale Karbonatfazies (F2) ausgebildet. Im Unteren Werra-Anhydrit treten die peritidale Fazies (F9) sowie die Salina- und Sabkha-Fazies (F10) auf.

Klastisch dominierte Beckenfazies F1

F1 ist in der Bohrung Lehrbach von 498,80 bis 517,25 m ausgebildet und folgt auf einen geringmächtigen Horizont der F2 (s.u.). F1 setzt von

515,60 bis 517,25 m mit biotritischen Kalkmergelsteinen (LF3) ein und wird von 498,80 bis 502,00 m ebenfalls mit diesen abgeschlossen. Dazwischen treten Silt- und Mergelsteine (LF1) auf, in die zahlreiche, cm-mächtige biotritische Horizonte (LF3) eingeschaltet sind.

Subtidale Karbonatfazies F2

Die Profilabfolge des Ca1 beginnt über dem Kupferschiefer mit feingeschichteten Mudstones des LF5 (517,25 bis 523,70 m). In die Mudstones sind zudem wenige, geringmächtige, bioklastische Wackestones (LF3) eingelagert. An Fossilien finden sich vereinzelt Schalenbruchstücke, Crinoiden und Foraminiferen.

Im mittleren Profilteil von 484,60 bis 498,80 m ist die subtidale Karbonatfazies nochmals entwickelt. Über nahezu fossilfreien, feingeschichteten Mudstones (LF5) ist eine Wechsellagerung im dm-Bereich von homogenen (LF6) und porösen Mudstones (LF7) ausgebildet. In dieser Abfolge treten zudem zwei dm-mächtige biotritische Wacke- bis Packstone-Lagen mit Schalenbruchstücken und Bryozoenfragmenten auf (484,60 bis 485,15 m und 491,50 bis 492,80 m).

4.2.4 Profilschnitte Spessart – SE-Teil der Frankenberg-Schlüchterner Senke

Am Nordrand des Spessarts lassen sich aus der Verteilung der untersuchten Bohrungen und Aufschlüsse zusammen mit Literaturprofilen zwei parallel verlaufende Profilschnitte erstellen, die ca. 30 km auseinander liegen (Abb. 11). Bei der Konstruktion der Schnitte wurden die entsprechenden Bohrungen und Aufschlüsse jeweils auf eine ca. 45° streichende Linie projiziert (vgl. Abb. 2-2). Die idealisierten Profilschnitte zeigen den Übergang von einer Hochzone mit überwiegend karbonatischer Sedimentation in ein stark klastisch beeinflusstes Becken. Beide Profilschnitte werden gemeinsam beschrieben.

Die bituminösen Tonstein-Laminite des Kupferschiefers keilen in Richtung des Spessarts aus. In den Bohrungen Burgjoß und RN9 sind stattdessen in diesem Niveau Flachwasserkarbonate ausgebildet (Productus-Kalk, T1Ca). Am Spessart sind die

Peritidale Fazies F9

Von 477,15 bis 484,60 m dominieren in der peritidalen Fazies mikrobielle Bindstones (LF20), die stellenweise aufgrund einer frühdiaogenetischen Verdrängung durch Ca-Sulfate einen hohen Anhydritanteil aufweisen. In diesem Intervall treten zudem mehrere dm-mächtige Dolomit-Lagen mit Anhydrit-Knollen auf (LF22). Daran schließen sich von 465,95 bis 477,15 m überwiegend knollig bis knollig-mosaikartige Anhydrite (LF22) an, in die wiederum geringmächtige Lagen mikrobieller Bindstones eingeschaltet sind. In der peritidalen Fazies dokumentiert sich somit ein mehrfacher Wechsel von mikrobiellen Bindstones des Intertidals und supratidalen Sabkha-Anhydriten.

Salina- und Sabkha-Fazies F10

Verformte und stellenweise vergipste Anhydrite (LF25) sowie seltener mosaikartige Anhydrite (LF24) bilden von 459,00 bis 465,95 m den Abschluss der untersuchten Profilabfolge und werden der Salina- und Sabkha-Fazies zugerechnet. Darauf folgen rotbraune Tonsteine des T1r.

typischen Kupferschiefer-Laminite ebenfalls nicht entwickelt. Dort finden sich im basalen Teil des Ca1 vererzte Mergellagen, die als Kupferletten bezeichnet werden (KULICK & KOWALCZYK 1987).

Am Spessart dominieren im Ca1 die flachmarinen Karbonate der subtidalen Karbonatfazies (F2). Die Karbonate weisen am Top Verkarstungerscheinungen auf, wie dies aus den Aufschlüssen bei Rottenberg beschrieben wird (KOWALCZYK & PRÜFERT 1978b). Dieser Karsthorizont am Top von F2 tritt auch in einem ehemaligen Steinbruch bei Hain-Gründau auf, wo er von Mergeln der klastisch dominierten Beckenfazies (F1) überlagert wird (PRÜFERT 1969). Im Übergang von der Paläohochlage des Spessarts in Richtung Schlüchterner Senke sind in den Karbonaten Verfaltungen ausgebildet (Profile Altenmittlau, Hain-Gründau, Stockheim), die als syndimentäre Rutschungen in Folge von

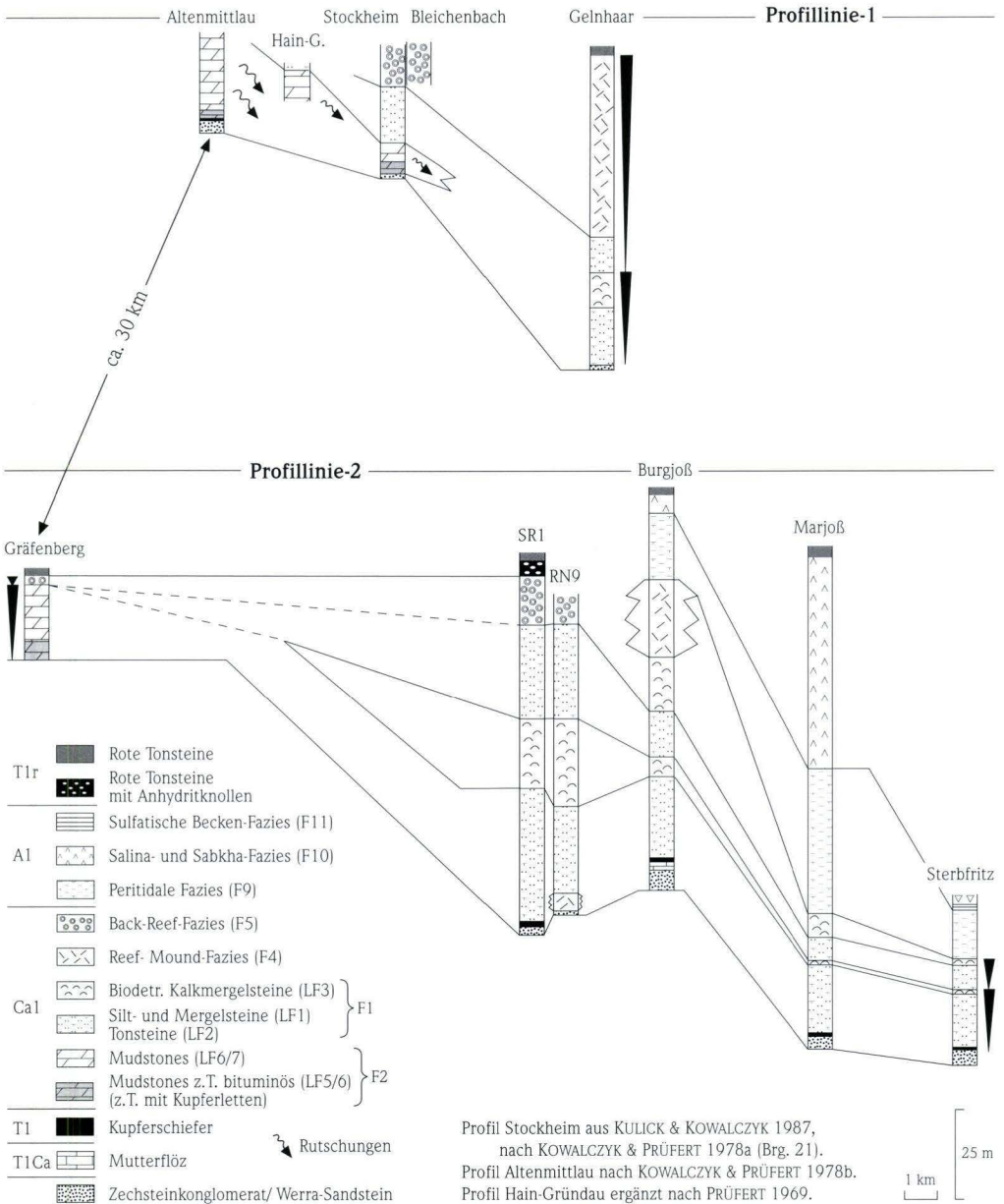


Abb. 11. Profil-Korrelation vom Spessart zur Frankenberg-Schlüchterner Senke an zwei Profilschnitten. Der Verlauf der Profilschnitte ist aus Abb. 2-2 ersichtlich.

Instabilitäten im Bereich des Schwellenhanges interpretiert werden können (PRÜFERT 1969, KOWALCZYK & PRÜFERT 1978a, b).

In der Schlüchterner Senke herrscht die klastisch dominierte Beckenfazies (F1) vor. Bioklastische Horizonte (LF3) innerhalb dieser Beckenfazies werden als Einschüttungen aus einem schwellennahen Flachwasserbereich aufgefasst. Das in den mittleren Profiltteilen der klastisch dominierten Beckenfazies ausgebildete biodetritische Intervall nimmt von ca. 19 m in der Bohrung SR1 auf wenige dm in Richtung Becken ab (Brg. Sterbfritz). Es markiert den oberen Bereich eines ersten größeren Shallowing-upward Zyklus im Ca1, der über das gesamte hessische Zechsteinbecken nachzuweisen ist (vgl. 5.2.1).

In der Bohrung Stockheim (KOWALCZYK & PRÜFERT 1978a) folgen auf die Karbonate der subtidalen Karbonatfazies siltig-mergelige Sedimente der klastisch dominierten Beckenfazies. Daran schließen sich die Onkoid-Ooid-Bioklasten-Packstones (LF12) der Back-Reef-Fazies an. Eine ähnliche Abfolge ist auch in den Bohrungen SR1 und RN9 oberhalb des biodetritischen Intervalls (LF3) der klastisch dominierten Beckenfazies anzutreffen. Die Abfolge von F1 zu F5 stellt einen zweiten Shallowing-upward Zyklus im Ca1 dar (vgl. 5.1.1, 5.2.1). Die Back-Reef-Fazies ist auch im oberen Profiltteil am Gräfenberg vorhanden und zeigt am Spessartnordrand eine recht weite Verbreitung (Abb. 12). Dies wird bei einer Um- bzw. Neuinterpretation der Fazieskarten von PRÜFERT (1969) ersichtlich.

Weiter in Richtung Schlüchterner Senke sind oberhalb der klastisch dominierten Beckenfazies Reef-Mounds (F4) entwickelt (Bohrung Gelnhaar und Burgjoß). Schüttungen bioklastischen Materials von diesen Reef-Mounds in Richtung Becken verdeutlichen sich in einem m- bis dm-mächtigen biodetritischen Horizont (LF3) innerhalb der klastisch dominierten Beckenfazies in den Bohrungen Burgjoß, Marjoß und Sterbfritz. Darin spiegelt sich auch in den Bohrungen der Schlüchterner Senke ein zweiter Shallowing-upward Zyklus im Ca1 wider (vgl. 5.2.1).

In diesen drei Bohrungen aus der Schlüchterner Senke folgt oberhalb der klastisch dominierten Beckenfazies die peritidale Fazies (F9), die in

diesem Raum ebenfalls durch eine starke klastische Beeinflussung gekennzeichnet ist. F9 ist durch eine Wechsellagerung im dm-Bereich von Laminiten mit Evaporitkristallen (LF21) und Silt- und Mergelsteinen/Tonsteinen (LF1/2) charakterisiert. In Richtung Spessart keilt die peritidale Fazies aus. Sulfatische Faziesausbildungen sind nur nordöstlich der Bohrung RN9 anzutreffen. Die Salina- und Sabkha-Fazies erreicht in der Bohrung Burgjoß eine geringe Mächtigkeit von lediglich 4,75 m, während in der weiter nordöstlich am Schwellenhang gelegenen Bohrung Marjoß die Mächtigkeit auf 51,50 m ansteigt. In der Bohrung Sterbfritz sind Karbonat-Anhydrit-Laminite (LF26) der sulfatischen Beckenfazies ausgebildet, die eine Sedimentation in etwas tieferem Wasser belegen.

Rote Tonsteine (T1r), z.T. mit Anhydrit-Knollen (A1 ?), lagern am Spessart und nördlichen Vorspessart auf den Karbonaten der Back-Reef-Fazies

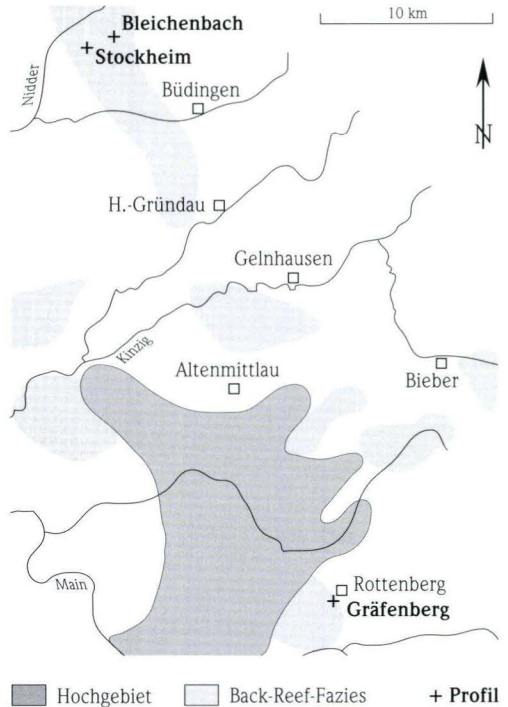


Abb. 12. Oberflächenvorkommen der Back-Reef-Fazies (F5) am Nordrand des Spessarts (verändert und uminterpretiert nach PRÜFERT 1969).

und Reef-Mound-Fazies. In der Schlüchterner Senke folgen sie oberhalb der Salina- und Sabkha-Fazies und schließen die untersuchte Profilabfolge ab. In

der Bohrung Sterbfritz finden sich oberhalb der sulfatischen Beckenfazies Subrosionsbrekzien aus Tonsteinen und Anhydrit.

4.3 Zentrales Hessisches Becken und Werra-Becken

4.3.1 Bohrung Ronshausen 17

Bohrung Ro in Abb. 2; vgl. Anhang 11.1, 11.2
untersuchte Teufe: 460,00 bis 484,00 m
Stratigraphie: ro, roCO, S1, T1, Ca1, A1, Na1,
Subrosionsbrekzien (Na1-T1r-A1r)
Fazies: F1, F2, F3, F9, F10, F11

Die Bohrung Ronshausen 17 befindet sich am Nordrand des Werra-Beckens und wird hier exemplarisch für alle Bohrungen aus dem Werra-Becken und dessen Umrandung besprochen. In der Bohrung Ronshausen 17 ist oberhalb von Konglomeraten und Grobsandsteinen des Oberrotliegend der Cornberger Sandstein (roCO) mit einer Mächtigkeit von 1,25 m ausgebildet. Daran schließt sich ein 10 cm mächtiger Horizont an, der aus einer Wechsellagerung aus hellgrauen Feinsandsteinen und schwarzgrauen Tonsteinen besteht, und dem Werra-Sandstein (S1) zugeordnet wird. Darauf folgen laminierete, bituminöse Tonsteine des Kupferschiefers (T1).

Klastisch dominierte Beckenfazies F1

Die klastisch dominierte Beckenfazies setzt bei 481,80 m mit siltigen, bioturbaten Mudstones (LF4) ein. An Fossilien finden sich Muschelschalen-, Brachiopodenschalen- und Crinoidenbruchstücke, Foraminiferen (*Glomospira* sp.) sowie Calcisphären. Zwischen 478,80 und 480,90 m ist der Gastropode *Euomphalus* sp. gehäuft anzutreffen.

Subtidale Karbonatfazies F2

In der subtidalen Karbonatfazies sind oberhalb von 476,80 m homogene Mudstones (LF6) ausgebildet, in die stellenweise cm- bis dm-mächtige poröse Mudstone-Horizonte (LF7) eingeschaltet sind.

Sub- bis intertidale (supratidale) Karbonatfazies F3

F3 ist als zwei dm-mächtige Horizonte den Mudstones der subtidalen Karbonatfazies eingelagert.

Im unteren Horizont (474,25 bis 475,10 m) treten ausschließlich Onkoid-Wackestones (LF8) auf. Im oberen Horizont (471,65 bis 472,10 m) sind sowohl Onkoid-Wackestones (LF8) als auch Pisoid-Packstones (LF9) ausgebildet.

Peritidale Fazies F9

Oberhalb einer 30 cm mächtigen Bank (461,35–461,65 m) aus massivem Gips (LF25) folgen dolomitische mikrobielle Bindstones (LF20). Die Dolomite zeigen eine intensive diagenetische Verdrängung durch Ca-Sulfate, sodass stellenweise der Sulfat-Karbonatanteil übersteigen kann. Bei 469,70 m ist in den Bindstones eine 10 cm mächtige Mudstone-Lage (LF6, flaches Subtidal) vorhanden. Auf die Bindstones folgen ab 468,20 m Laminite mit Evaporitkristallen (LF21) mit geringmächtigen Einschaltungen von Tonsteinen und dolomitischen Mudstones.

Salina- und Sabkha-Fazies F10

Ab 464,85 m aufwärts dominieren mosaikartige Anhydrite (LF24), die im flachen Wasser (Salina-Fazies) abgelagert wurden. Darin eingeschaltet finden sich drei geringmächtige Lagen aus knolligen, stellenweise auch knollig-mosaikartigen Anhydriten (LF22), die einer Sabkha-Fazies zuzurechnen sind.

Sulfatische Beckenfazies F11

Die sulfatische Beckenfazies wird von dolomitischen Laminiten mit Sulfatkristallen (LF21) und bituminösen Karbonat-Anhydrit-Laminiten (LF26) aufgebaut. Innerhalb der Karbonat-Anhydrit-Laminite ist eine 5 cm mächtige, stark verfaltete Anhydrit-Lage ausgebildet. Zudem treten hier auch schwach angerundete Anhydrit-Bruchstücke auf. Die Verfaltung kann als Fließfaltung aufgefasst werden und ist wie die Anhydrit-Klasten vermut-

lich auf eine gravitative Sedimentumlagerung zurückzuführen (vgl. 3.2.4.3).

Oberhalb von F11 wurde in dieser Bohrung das Werra-Steinsalz (Na1) mit einer Mächtigkeit von

4.3.2 Bohrung Escherode

Bohrung Es in Abb. 2; vgl. Anhang 11.1, 11.2
untersuchte Teufe: 487,00 bis 682,00 m
Stratigraphie: d/cd, C1, T1, Ca1, A1, T1r
Fazies: F1, F2, F3, F9, F10

Die Bohrung Escherode befindet sich im nördlichen Bereich des zentralen Hessischen Beckens ca. 20 km östlich von Kassel. Oberhalb devonischer/unterkarbonischer (?) Grauwacken ist das Zechsteinkonglomerat (C1) in einer Mächtigkeit von 1,40 m anzutreffen. Der Kupferschiefer (T1) ist hier ca. 1,25 m mächtig.

Klastisch dominierte Beckenfazies F1

Die klastisch dominierte Beckenfazies setzt bei 677,85 m mit ca. 1 m mächtigen, siltigen bioturbaten Mudstones (LF4) ein. Neben feinen Schalenbruchstücken kommen häufig Crinoidenreste vor; daneben finden sich in dem Horizont Foraminiferen (*Glomospira* sp., *Nodosaria* sp.).

Subtidale Karbonatfazies F2

Im überwiegenden Teil der F2 sind homogene Mudstones (LF6) entwickelt, in die cm- bis dm-mächtige Lagen poröser Mudstones eingeschaltet sind (LF7). Bei den Poren handelt es sich um leistenförmige, stellenweise auch um rosettenförmige Lösungsporen ehemaliger Gipskristalle.

Sub- bis intertidale (supratidale) Karbonatfazies F3

Wackestones (LF8) mit bis 8 mm großen Onkoiden, die teilweise Übergänge zu einseitigem stromatolithischem Wachstum zeigen, sowie kleinere, bis 3 cm große columnare Stromatolithen treten hauptsächlich zwischen 665,95 und 666,30 m auf. Dort finden sich auch cm-mächtige, invers gradierte Lagen von Pisoid-Packstones (LF9). Eine ca. 20 cm mächtige Lage von Onkoid-Wackestones (LF8) ist bei 671,00 m ausgebildet. Die Karbonate der F3

40 cm erbohrt. Darüber lagern Tonstein-Anhydrit-Brekzien, deren Entstehung vermutlich auf die Auslaugung von Halit zurückzuführen ist.

sind stark rekristallisiert und können zudem durch Ca-Sulfate verdrängt sein.

Peritidale Fazies F9

In der peritidalen Fazies (654,20 bis 665,95 m) sind fast ausschließlich knollig bis knollig-mosaikartige Anhydrite (LF22) anzutreffen, die in einem supratidalen Sabkha-Environment gebildet wurden. Von 658,60 bis 658,80 m ist der ansonsten homogene Abfolge ein geringmächtiger Mudstone-Horizont (LF6) eingelagert.

Salina- und Sabkha-Fazies F10

Ab 654,20 m aufwärts ist die Salina- und Sabkha-Fazies entwickelt, in der Flaseranhydrite (LF24) sowie massige und verformte Anhydrite/Gipse (LF25) dominieren. Im unteren Abschnitt (620,40 bis 654,20 m) finden sich in den Salina-Anhydriten (LF24/LF25) drei dm- bis m-mächtige Horizonte aus knollig bis knollig-mosaikartigen Sabkha-Anhydriten (LF22) eingeschaltet. Die Abfolge von Flaseranhydriten zu knolligen Anhydriten zeigt jeweils eine Änderung von flach subtidalen zu supratidalen Ablagerungsbedingungen an. Von 535,60 bis 620,40 m ist eine homogene Abfolge aus Sulfaten des LF24/LF25 vorhanden, die sich nicht weiter differenzieren lässt. Zwischen 498,00 und 535,60 m sind wiederum m-mächtige Horizonte aus knollig bis knollig-mosaikartigen Anhydriten (LF22) entwickelt.

Die oberen Bereiche des Unteren Werra-Anhydrits (490,00 bis 498,00 m) zeigen eine intensive Brekzierung. Von 487,80 bis 490,00 m sind rote Tonsteine des T1r ausgebildet. Darüber folgen massige und verformte Anhydrite (LF25), die lithostratigraphisch bereits dem Oberen Werra-Anhydrit (A1r) zuzurechnen sind.

4.3.3 Profilschnitt zentrales Hessisches Becken — Werra-Becken

Der Profilschnitt erstreckt sich auf einer Länge von ca. 50 km, ausgehend von östlichen Werra-Becken in Richtung NW über die Hunsrück-Oberharz-Schwelle bis ins zentrale Hessische Becken (Abb. 2-1, Abb. 13). In den Bohrungen aus dem Werra-Becken wurde der Bereich des Werra-Steinsalzes (Na1) inklusive der Kaliflöze nicht bearbeitet. Die Mächtigkeiten des Na1 in den Bohrungen Wippershain 1 (Kali und Salz GmbH) und Ufhausen 1 (Kali und Salz GmbH/Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie) entstammen jeweils Schichtenverzeichnissen aus dem Archiv des Hessischen Landesamtes für Umwelt und Geologie; diejenigen der Bohrung Mansbach 2 (Kali und Salz GmbH) sind den Erläuterungen zur Geologischen Karte TK 5225 Geisa entnommen (KÄDING 1975).

Oberhalb der bituminösen Laminite des Kupferschiefers sind im Ca1 siltige, bioturbate Kalkmergelsteine (LF4) der klastisch dominierten Beckenfazies ausgebildet. Im Werra-Becken erreichen diese mit bis zu 5 m die größten Mächtigkeiten. In den Bohrungen aus dem zentralen Hessischen Becken beträgt die Mächtigkeit meist nur wenige cm, während im Bereich der Hunsrück-Oberharz-Schwelle F1 in einer lokalen Depression (Bohrung Mörshausen, Konnefeld) wiederum Mächtigkeiten bis 1 m zeigt. In die sich daran vertikal anschließende subtidale Karbonatfazies (F2), bestehend aus homogenen und porösen Mudstones (LF6, LF7), sind zwei dm- bis m-mächtige Horizonte der F3 eingelagert. Die Onkoid-Wackstones (LF8) werden einem sub- bis intertidalen (F3) und die Pisoid-Packstones (LF9) einem inter- bis supratidalen (ebenfalls F3) Ablagerungsbereich zugerechnet. Die darauf folgende peritidale Fazies (F9) zeigt mit sub-, inter- und supratidalen Faziestypen die größte Faziesdifferenzierung und lässt zudem einen zyklischen Aufbau erkennen (vgl. 5.1.3). Im Werra-Becken folgen auf die Karbonate der F3 laminierte Mudstones des tieferen Subtidals (LF21), die mit cm-mächtigen Tonsteinen (LF2) oder homogenen Mudstones (LF6) im dm- bis m-Bereich wechsellagern. Am Nordrand des Werra-Beckens sind mikrobielle Laminite des Intertidals (LF20) ausgebildet.

In der Umgebung und nordwestlich der Hunsrück-Oberharz-Schwelle (Brg. Lüdersdorf, Bohrung Küchen, Bohrung Escherode) finden sich oberhalb von F3 supratidale Sabkha-Anhydrite (LF22). Im Bereich der Schwellenkulmination sind diese nicht entwickelt, jedoch lassen sich in den Karbonaten des Ca1 (Bohrung Sterkelshausen) ebenfalls Anzeichen für supratidale Bedingungen erkennen. Zementkrusten mit Dripstone-Morphologie in den Pisoid-Packstones (LF9) der F3 deuten hier auf eine frühe, marin-vadose Diagenese hin (vgl. 7.2.3.2). Nordwestlich der Hunsrück-Oberharz-Schwelle ist innerhalb der Sabkha-Ebene eine lokal ausgebildete Salina-Fazies entwickelt. Dort bildeten sich in einer kleineren Depression (Bohrungen Mörshausen und Konnefeld) Selenit-Gipse (LF23) unter flachen, subaquatischen Bedingungen.

An den Rändern des Werra-Beckens überlagern Laminite mit Evaporitkristallen (LF21) die mikrobiellen Bindstones des LF20 (z.B. Bohrung Ronshausen 17). Dadurch wird eine Verschiebung der Laminit-Fazies des zentralen Werra-Beckens in Richtung der Beckenränder und ein Übergang von inter- zu subtidalen Verhältnissen angezeigt. Südöstlich der Hunsrück-Oberharz-Schwelle folgen in der Bohrung Lüdersdorf mikrobielle Bindstones (LF20) oberhalb von Sabkha-Anhydriten (LF22). Nordwestlich der Schwelle lagern die mikrobiellen Laminite auf Selenit-Gipsen der lokalen Salina-Fazies (Bohrungen Mörshausen und Konnefeld). In der Bohrung Sterkelshausen folgt LF20 direkt auf die inter- bis supratidalen Pisoid-Packstones (LF9) der F3. Bei den mikrobiellen Laminiten wird somit ebenfalls eine Verlagerung des Sedimentationsraumes vom Werra-Becken in Richtung des zentralen Hessischen Beckens angedeutet. Die vertikale Abfolge und die räumliche Verbreitung der Lithofazies-Typen innerhalb der peritidalen Fazies zeigen somit eine übergeordnete transgressive Tendenz an.

In der sich anschließenden Salina- und Sabkha-Fazies (F10) dominieren mosaikartige Anhydrite (LF24) sowie verformte Anhydrite (LF25), in die geringmächtige Lagen aus knolligen Anhydriten (LF22) eingeschaltet sind. Dabei ist ein mehrfacher,

NNW

Hunsrück-Oberharz-Schwelle

Werra-Becken

SSE

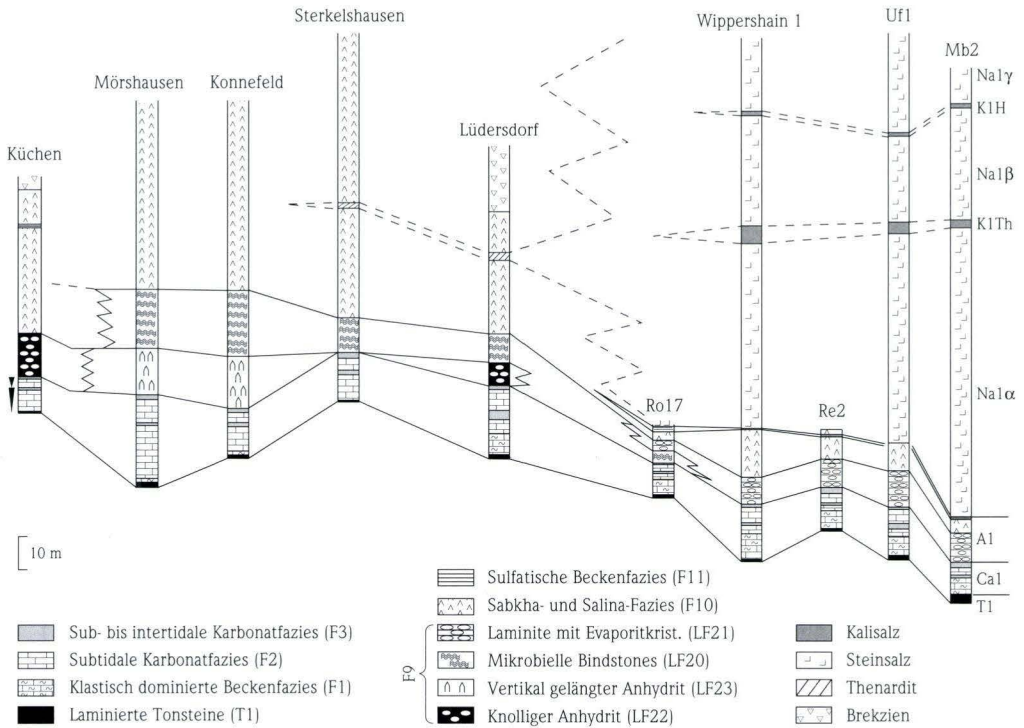


Abb. 13. Profil-Korrelation vom Werra-Becken zum zentralen Hessischen Becken. Der genaue Verlauf des Profilschnitts ist aus Abb. 2-1 ersichtlich.

zyklischer Wechsel von subaquatisch abgelagerten Salina- zu supratidal gebildeten Sabkha-Anhydriten festzustellen (vgl. 5.1.4).

Auf F10 folgen im Werra-Becken bituminöse Karbonat-Anhydrit-Laminite, die als Bildungen des tieferen Subtidals interpretiert werden. Die Verbreitung der sulfatischen Beckenfazies (F11) ist im Wesentlichen auf das Werra-Becken beschränkt. Jedoch ist F11 auch in der Bohrung Küchen aus dem zentralen Hessischen Becken ausgebildet (vgl. Abb. 17). Dadurch wird eine Korrelation der mächtigen Evaporitabfolgen nordwestlich des Werra-Beckens mit den geringmächtigen Bildungen des zentralen Werra-Beckens ermöglicht.

Oberhalb der sulfatischen Beckenfazies setzte im Werra-Becken die Halit-Sedimentation ein, während im zentralen Hessischen Becken weiterhin Sulfate in einem Salina-Environment abgelagert wurden. In den Bohrungen Sterkelshausen und Lüdersdorf finden sich innerhalb der Sulfat-Abfolge dm-mächtige Horizonte mit Thenardit und Mirabilit. Diese können als randliche Ausläufer des Werra-Salinars aufgefasst werden (vgl. 3.3.1). Die in den Bohrungen vorhandenen und im Profiltranssect dargestellten Mächtigkeiten der Sulfate sind jeweils nur Mindestmächtigkeiten, da in den höheren Profileteilen die Sulfate meist abgelagert wurden und hier Subrosionsbreccien vorliegen (vgl. 3.3.3).

4.4 Schiefergebirgsrand

4.4.1 Bohrung Braunsen

Bohrung Br in Abb. 2; vgl. Abb. 3; vgl. Anhang 11.1, 11.2

Stratigraphie: cd, T1Ca, T1, Ca1, T1r, A1r

Fazies: F2, F8

Die Bohrung Braunsen liegt ca. 10 km östlich des Schiefergebirgsrandes und befindet sich somit im Übergangsbereich zum zentralen Hessischen Becken (Abb. 2, 3). Oberhalb unterkarbonischer Tonschiefer ist der Productus-Kalk (T1Ca) in geringer Mächtigkeit als bioturbater Mudstone ausgebildet (vgl. 3.1.4). Darauf folgen von 466,50 bis 467,85 m laminierte, schwach bituminöse, tonige Kalksteine und Kalkmergelsteine des Kupferschiefers.

Subtidale Karbonatfazies F2

Im basalen Teil der subtidalen Karbonatfazies treten von 463,65 bis 466,50 m feingeschichtete Mudstones (LF5) auf. Daran schließen sich von 432,50 bis 463,65 m homogene calcitische Mudstones (LF6) an. Engständige wellige Tonlagen, die als Lösungsrückstände aus der Drucklösung zu interpretieren sind, sowie Stylolithen verursachen zuweilen eine knollige Texturierung. Darauf folgen von 415,00 bis 432,50 m calcitische und dolomitische Mudstones (LF6) mit lagenweise eingeschal-

teten, dm-mächtigen porösen Horizonten (LF7). Von 390,00 bis 415,00 m ist überwiegend LF7 entwickelt, wobei sich in den Karbonaten bis 1 cm große nadel- sowie rosettenförmige Lösungsporen ehemaliger Gipskristalle finden.

Ooid-Shoal-Fazies F8

Von 365,50 bis 390,00 m sind calcitische Ooid-Grainstones (LF19) ausgebildet, die stellenweise Schrägschichtung zeigen. Auch hier treten rosettenförmige Lösungsporen ehemaliger Gipskristalle auf. Im obersten Bereich der Grainstone-Abfolge sind in einem brekziösen Horizont cm-große, sich durchkreuzende Klüfte vorhanden, die mit calcitischen Blockzementen (vgl. 7.1.3.4) ausgekleidet sind. Die Gesteine in diesem Bereich zeigen eine starke Rekristallisation, sind dedolomitiert (vgl. 7.2.4) und durch Eisen und Mangan dunkel gefärbt. Zudem treten mehrere cm-große Lösungshohlräume wie auch mürber und zersetzter, zu Siltkorngößen zerfallender Dolomit auf.

Auf die Karbonate folgen rote Tonsteine des T1r, in denen lagenweise 1 bis 5 mm große Calcitknoten auftreten, die als Pseudomorphosen ehemaliger Sulfatbildungen aufzufassen sind.

4.4.2 Profilschnitt Korbacher Bucht

Der Profilschnitt verläuft parallel zur ehemaligen Küstenlinie. Er erstreckt sich in N-S-Richtung vom zentralen Teil der Korbacher Bucht bis zu deren NW-Ecke auf einer Länge von ca. 10 km. Dabei werden zwei Buchten und die dazwischen liegende paläozoische Hochzone des Eisenbergs (vgl. KULICK et al. 1997) randlich gequert (Abb. 3, Abb. 14).

Die am weitesten südlich gelegene Bohrung A92/B4 befindet sich im zentralen Teil der Korbacher Bucht. Auf geringmächtige Konglomerate des Oberrotliegend folgen die Karbonate des Zechsteinkalks. An der Basis des Ca1 sind siltige, bioturbate Mudstones (LF4) der klastisch dominierten Beckenfazies (F1) entwickelt, auf die homogene Mud-

stones (LF6) und poröse Mudstones (LF7) der subtidalen Karbonatfazies (F2) folgen. Die Karbonate werden von feinklastischen Gesteinen der Barren- und Lagunen-Fazies (F6) überlagert. Darin treten graugrüne, feingeschichtete Siltsteine (LF15) auf. Die Abfolge von subtidalen Karbonaten (F1 und F2) zu intertidalen, lagunären Feinklastika stellt einen geringmächtigen Shallowing-upward Zyklus dar (vgl. 5.1.1). Darauf folgt in der Bohrung A92/B4 ein weiterer Shallowing-upward Zyklus, der im unteren Teil von ca. 3 m mächtigen porösen Mudstones (LF7) der subtidalen Karbonatfazies aufgebaut wird, an die sich schräggeschichtete Ooid-Grainstones (LF19) der Shoal-Fazies anschließen.

Weiter in Richtung Norden sind die Karbonate der klastischen Beckenfazies und der subtidalen Karbonatfazies nicht mehr ausgebildet. Am Randbereich des Eisenberges lagert in der Bohrung A92/B5 auf unterkarbonischen Tonschiefern ein 30 cm mächtiger Horizont aus feingeschichteten Siltsteinen, der der Barren- und Lagunen-Fazies (F6) zugerechnet werden kann. Daran schließen sich algenlamierte Ooid-Peloid-Bioklasten-Wacke-/Packstones (LF13-2) der Back-Reef-Fazies (F5) an. Diese werden von schräggeschichteten Ooid-Grainstones (LF19) der Ooid-Shoal-Fazies (F8) überlagert. Das Profil wird von roten Tonsteinen des T1r abgeschlossen. In der nur 500 m von der Bohrung A92/B5 entfernten Bohrung EAU-B4 folgt die Back-Reef-Fazies (F5) direkt auf die Tonschiefer des Unterkarbons. Oberhalb der Back-Reef-Fazies ist wiederum die Ooid-Shoal-Fazies entwickelt.

Am nordwestlichen Rand der Korbacher Bucht sind in der Bohrung A95/B2 über Konglomeraten

des Oberrotliegend hellviolette, feinsandige Siltsteine (LF14) ausgebildet, die von feingeschichteten Siltsteinen (LF15) überlagert werden. Das ca. 15,20 m mächtige Intervall kann der Barren- und Lagunen-Fazies (F6) zugerechnet werden. Am Top von F6 ist ein geringmächtiger Aufarbeitungshorizont erkennbar, oberhalb dessen algenlamierte Peloid-Foraminiferen-Packstones (LF13-3) der Back-Reef-Fazies (F5) auftreten. Die geringe Mächtigkeit der F5 zeigt möglicherweise eine größere Distanz zu einem Patch-Reef (Liefergebiet der Bioklasten) an. Auf die Back-Reef-Fazies folgen wiederum Grainstones der Ooid-Shoal-Fazies.

In der Bohrung A95/B1 ist oberhalb der unterkarbonischen Tonschiefer ein 15 cm mächtiger Aufarbeitungshorizont vorhanden, der aus brekziösen dolomitischen Siltsteinen mit Feinsandstein-Klasten besteht. Darüber finden sich Peloid-Pack-/Grainstones (LF16) und feingeschichtete Siltsteine (LF15), die als Ablagerungen der Barren- und Lagunen Fazies (F6) aufgefasst werden.

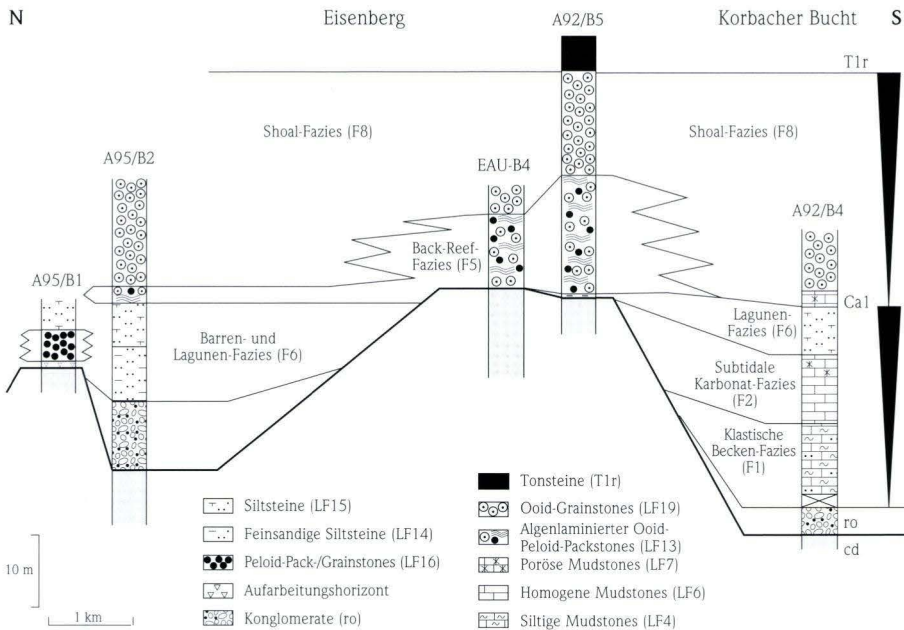


Abb. 14. Profil-Korrelation im Ca1 am Schiefergebirgsrand. Der Ca1 ist hier durch kleinräumige Fazieswechsel gekennzeichnet. Der Schnitt verläuft parallel zur ehemaligen Küstenlinie. Es werden dabei zwei Buchten und die dazwischen liegende Hochzone des Eisenbergs randlich gequert. Der genaue Verlauf des Profilschnitts ist aus Abb. 3 ersichtlich.

5. Zyklische Sedimentation

Der marine Zechstein zeichnet sich durch eine zyklische Sedimentation aus. Nach der klassischen Einteilung lassen sich im europäischen Zechsteinbecken acht saline Zyklen unterscheiden (vgl. 1.4). Die progressive Sedimentation eines kompletten Salinarzyklus beginnt mit klastischen Sedimenten, auf die Karbonate, Sulfate, Chloride und schließlich Kalisalze folgen. Die meisten dieser Zyklen des Zechsteins zeigen oberhalb der höchst salinaren Ausscheidungen zudem eine rezessive Abfolge, bei der die einzelnen Lithologien in umgekehrter Reihenfolge und geringerer Mächtigkeit auftreten (RICHTER-BERNBURG 1955a, 1959). Die Mächtigkeit eines kompletten Salinarzyklus beträgt

in Abhängigkeit von der paläogeographischen Position im Zechsteinbecken und der damit verbundenen Ausbildung der einzelnen lithologischen Einheiten (Klastika, Karbonate, Sulfate, Steinsalz) einige Zehner- bis mehrere Hundertermeter. Innerhalb der einzelnen klassischen Salinarzyklen lassen sich zum Teil mehrere transgressive-regressive Zyklen aushalten, die als Zyklen 3. Ordnung interpretiert werden können (vgl. STROHMENGER et al. 1996a, b, LEYRER et al. 1999, vgl. 5.4). Diese wiederum sind durch untergeordnete Shallowing-upward Zyklen (4. und 5. Ordnung) charakterisiert, deren Mächtigkeiten im Bereich von Metern bis Zehnermetern liegen.

5.1 Lithologisch-sedimentologische Beschreibung

Generell besitzt eine ideale, Meter- bis Zehnermeter mächtige Shallowing-upward Abfolge an der Basis eine subtidale Faziesseinheit, die von inter- und supratidalen Sedimenten überlagert wird (JAMES 1984, TUCKER 1990a, PRATT et al. 1992). In den einzelnen regionalen Ablagerungsräumen des hessi-

schen Zechsteinbeckens sind verschiedene, lithologisch-sedimentologische Ausbildungen entwickelt, die jeweils eine Verflachungstendenz anzeigen (Abb. 15). Die Mächtigkeit der einzelnen Verflachungsabfolgen im hessischen Zechstein liegt im Bereich von einigen Metern bis mehreren Zehnermetern.

5.1.1 Siliziklastisch-karbonatische Abfolgen

Es konnten vier Typen von siliziklastisch-karbonatischen Shallowing-upward Abfolgen erkannt werden, die in der Frankenberg-Schlüchterner Senke und am Schiefergebirgsrand im Zechsteinkalk auftreten.

(1) In der Frankenberg-Schlüchterner Senke finden sich an der Basis der Shallowing-upward Abfolgen Silt- und Mergelsteine (LF1) sowie Tonsteine (LF2) der klastisch dominierten Beckenfazies, die dem tieferen Subtidal zuzurechnen sind. Darin sind ohne erkennbare Regelmäßigkeit geringmächtige (cm-dm), biodetritische Kalkmergelsteine (LF3) eingeschaltet. Die Shallowing-upward-Abfolge wird von einem mehrere Meter mächtigen Intervall aus biodetritischen Kalkmergelsteinen (LF3) abgeschlossen, das ebenfalls im Subtidal abgelagert wurde (Abb. 15 A). Dessen Bildung ist auf einen verstärkten bioklastischen Eintrag aus benachbarten Flachwasser-

bereichen zurückzuführen. Diese Verflachungsabfolgen zeigen Mächtigkeiten zwischen 10 und 50 m.

(2) Im Übergang vom SE-Teil der Frankenberg-Schlüchterner Senke zum Spessart folgen auf die Ablagerungen der klastisch dominierten Beckenfazies (LF1/3) Karbonate der Reef-Mound-Fazies (LF10/11) (Abb. 15 B). Diese sind als Bildungen des flachen Subtidals zu interpretieren. In der Reef-Mound-Fazies sind zudem zwei weitere, untergeordnete Shallowing-upward Abfolgen ausgebildet (Abb. 8). Das Top der Reef-Mound-Fazies ist verkarstet, worauf eine intensive Brekziierung und zahlreiche Lösungsporen hindeuten. Die gesamte Abfolge wird ca. 70 m mächtig.

(3) Im SW der Reef-Mound-Fazies finden sich oberhalb der klastisch dominierten Beckenfazies Onkoid-Ooid-Bioklasten-Packstones (LF12), die einer

Back-Reef-Fazies zugerechnet werden (Abb. 15 C). Die Back-Reef-Fazies wurde im flachen Subtidal abgelagert. Darüber treten rote Tonsteine des T1r auf, die einem randmarinen terrestrischen Milieu zuzurechnen sind und ein Trockenfallen im Ablagerungsraum mit subaerischer Exposition der Karbonate anzeigen. Die Mächtigkeit der Abfolge erreicht ca. 40 m.

5.1.2 Karbonatische Abfolgen

Bei den karbonatischen Verflachungsabfolgen lassen sich vier Ausbildungen unterscheiden, die sowohl an den Beckenrändern, im zentralen Hessischen Becken und im Werra-Becken anzutreffen sind.

(1) Am Spessart werden feingeschichtete, schwach bituminöse Mudstones (LF5) von homogenen Mudstones (LF6) und porösen Mudstones mit Evaporitkristallen (LF7) überlagert (Abb. 15 E). Darin spiegelt sich eine Verlagerung der Sedimentation vom tieferen ins höhere Subtidal innerhalb der subtidalen Karbonatfazies wider. Am Top der ca. 15 m mächtigen Abfolge ist ein Karsthorizont entwickelt, der eine subaerische Exposition der Karbonatabfolge belegt.

(2) Im Werra-Becken wurden oberhalb des Kupferschiefers siltige, bioturbate Kalkmergelsteine (LF4) abgelagert (Abb. 15 F). Darüber folgen homogene Mudstones (LF6) und Mudstones mit Evaporitkristallen (LF7) der subtidalen Karbonatfazies. Es schließen sich Onkoid-Wackestones (LF8) und Pisolit-Packstones mit columnaren und digitaten Stromatolithen (LF9) an, die im oberen Sub-/Intertidal entstanden und im zentralen Werra-Becken das Top der Abfolge bilden. An den Rändern des Werra-Beckens können darüber noch intertidale, mikrobielle Bindstones (LF20) lagern. Die 2 bis 10 m mächtige Abfolge ist den von JAMES (1984) und PRATT et al. (1992) aus niedrig energetischen und

(4) Am Schiefergebirgsrand werden lokal (Korbacher Bucht) subtidale Mudstones der klastisch dominierten Beckenfazies und der subtidalen Karbonatfazies (LF4, LF6, LF7) von feinklastischen Sedimenten (LF15) überlagert. Diese sind faziell einem flach sub- bis intertidalen, lagunären Environment zuzurechnen (Abb. 15 D). Es liegt eine Mächtigkeit von ca. 20 m vor.

Karbonatschlamm dominierten Ablagerungsräumen beschriebenen Shallowing-upward Zyklen vergleichbar.

(3) Im Übergang vom zentralen Hessischen Becken zum Schiefergebirgsrand sind oberhalb des Kupferschiefers feingeschichtete Mudstones (LF5) vorhanden (Abb. 15 G). Daran schließen sich homogene Mudstones (LF6) und Mudstones mit Evaporitkristallen (LF7) an. Den Abschluss der Abfolge bilden schräggeschichtete Ooid-Grainstones (LF19). Hierin verdeutlicht sich der Übergang von niedrig energetischen, tiefer subtidalen zu höher energetischen, flach subtidalen Ablagerungsbedingungen. Die bis 100 m mächtige Abfolge kann mit den aus höher energetischen Environments bekannten Verflachungszyklen verglichen werden (JAMES 1984, PRATT et al. 1992). Ein bekanntes Beispiel einer solchen, mehrere Zehnermeter mächtigen Shallowing-upward Abfolge stellt die jurassische Smackover-Formation, Texas, dar (vgl. WILSON 1975).

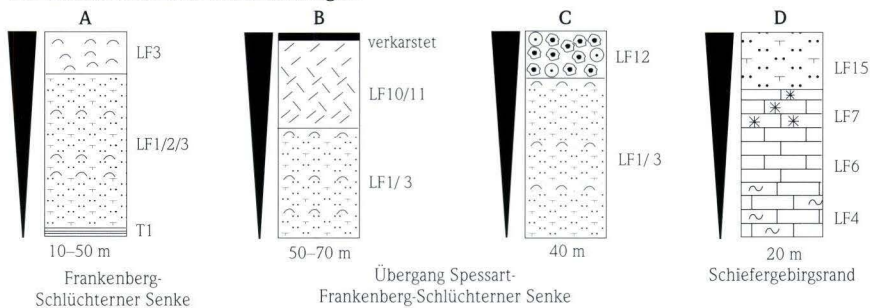
(4) Am Schiefergebirgsrand drückt sich im Aufeinanderfolgen von algenlamierten Ooid-Peloid-Bioklasten Wacke-/Packstones (LF13-2) und Ooid-Grainstones (LF19) eine Verflachung und ebenfalls eine Zunahme in der Wasserenergie aus (Abb. 15 H). Diese Abfolge wird ca. 30 m mächtig und tritt vor allem in der näheren Umgebung von kleineren Patch-Reefs auf.

5.1.3 Karbonatisch-evaporitische Abfolgen (Peritidale Zyklen)

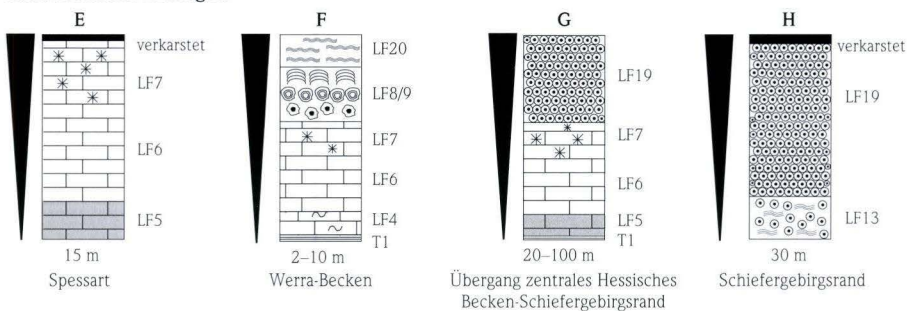
(1) In den karbonatisch-evaporitischen Abfolgen lassen sich zwei ähnliche Ausbildungen erkennen, die sich nur durch verschiedene Tops unterschei-

den (Abb. 15 I, J). Der untere Bereich besteht jeweils aus der bereits zuvor beschriebenen und für das zentrale Werra-Becken typischen karbonatischen

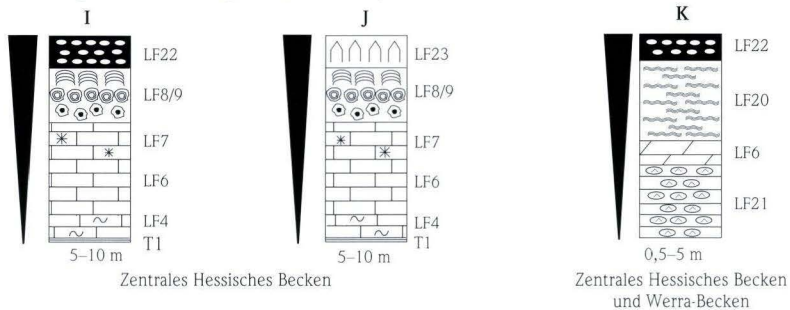
Siliziklastisch-karbonatische Abfolgen



Karbonatische Abfolgen



Karbonatisch-evaporitische Abfolgen (Peritidale Zyklen)



Evaporitische Abfolgen (Salina-Sabkha-Zyklen)

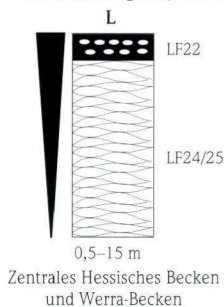


Abb. 15. Shallowing-upward Abfolgen und -Zyklen im Zechstein 1. Legende für Lithologie und Texturen siehe Anhang.

Abfolge aus subtidalen Mudstones und sub- bis intertidalen Onkoid-Wacke-/Pisoid-Packstones (s.o., vgl. Abb. 15 F). Im zentralen Hessischen Becken schließen sich daran evaporitische Lithofazies-Typen an. Die durch supratidale, knollige Sabkha-Anhydrite (LF22) abgeschlossene Abfolge (Abb. 15 I) ist den bekannten peritidalen Zyklen arider Klimate vergleichbar (vgl. PRATT et al. 1992). Die Überlagerung sub- bis intertidaler Onkoid-Wacke-/Pisoid-Packstones durch Salina-Anhydrite des flachen Subtidals lässt eigentlich keine Verflachung erkennen (Abb. 15 J). Die Salina-Anhydrite wurden wie die intertidalen Karbonate in extrem flachem Wasser (wenige cm) abgelagert, zeigen jedoch eine starke Zunahme in der Salinität an. Solche „Brining-upward“ Abfolgen können genetisch mit Shallowing-upward Zyklen annähernd gleichgesetzt werden (WARREN 1999).

(2) Allgemein zeigen Shallowing-upward Zyklen, die von einer Plattform bis ins Becken verfolgt werden können, Unterschiede in ihrer vertikalen Profilabfolge. Die laterale Variation der vertikalen Abfolge wird dabei von den geometrischen Parametern der Plattform-Becken Konfiguration geprägt (vgl. TUCKER 1990a). Zu Beginn der peritidalen Fazies (F9) liegt ein flach einfallender Übergang vom zentralen Hessischen Becken ins Werra-Becken vor (Abb. 13). Das südliche und zentrale Werra-Becken stellen den eigentlichen Beckenbereich dar. Die

Wassertiefe dürfte dort nicht mehr als 20 m betragen haben. Das zentrale Hessische Becken bildete zu dieser Zeit eine weit ausgedehnte Sabkha und kann (bezogen auf das Werra-Becken) als Plattform aufgefasst werden. Hangpositionen liegen folglich zwischen beiden Bereichen am westlichen und nordwestlichen Rand des Werra-Beckens vor.

Die Verflachungsabfolgen in der peritidalen Fazies bestehen im zentralen Werra-Becken an der Basis aus subtidalen Laminiten mit Evaporitkristallen (LF21), werden z.T. von flach subtidalen Mudstones (LF6) überlagert und von geringmächtigen supratidalen Sabkha-Anhydriten (LF22) abgeschlossen (Abb. 16). In Richtung Westen zur Hunsrück-Oberharz-Schwelle (Hangposition) nimmt der relative Anteil der subtidalen Sedimente innerhalb der vertikalen Abfolge ab. Dort dominieren mikrobielle Bindstones des Intertidals (LF20). Am Top dieser Zyklen finden sich wiederum geringmächtige supratidale Sabkha-Anhydrite (LF22). Auf der Plattform des zentralen Hessischen Beckens sind fast ausschließlich supratidale Sabkha-Sedimente (LF22) vorhanden. Shallowing-Upward Zyklen werden dort durch die vertikale Abfolge geringmächtiger subtidaler Mudstones (LF6) an der Basis zu supratidalen Sabkha-Anhydriten (LF22) markiert.

Aus diesen verschiedenen Zyklenausbildungen lässt sich ein idealisierter Zyklus ableiten (vgl. Abb. 15 K). An der Basis einer solchen Shallowing-

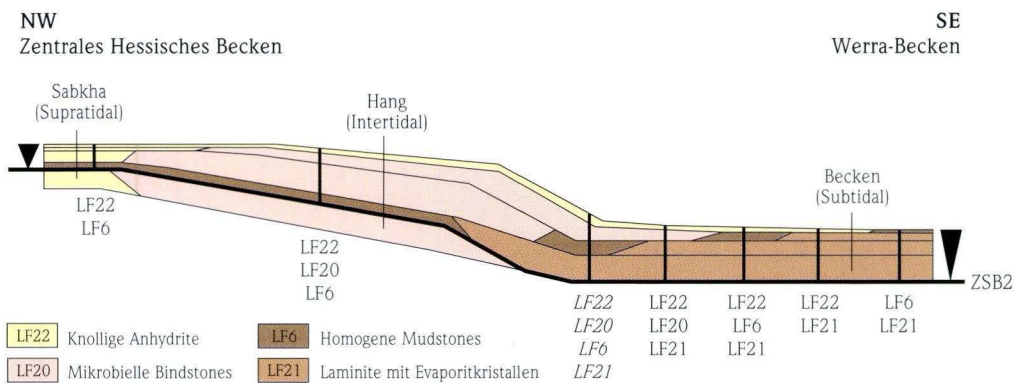


Abb. 16. Shallowing-upward Zyklen in der peritidalen Fazies (F9) verdeutlicht an einem schematischen Profilschnitt vom zentralen Hessischen Becken ins Werra-Becken. Kursiv = idealisierter Zyklus.

upward Abfolge treten Laminite mit Evaporitkristallen (LF21) auf, die im tieferen Subtidal bei stabiler Wasserschichtung gebildet wurden. Darüber folgen homogene Mudstones (LF6) des höheren Subtidals. Die sich daran anschließenden mikrobiellen Bindstones (LF20) sind ins höhere Sub- bis Intertidal zu stellen. Ein solch idealer Shallowing-

upward Zyklus wird durch supratidale, knollige Sabkha-Anhydrite (LF22) abgeschlossen. Shallowing-upward Zyklen mit einer idealen LF-Typen Abfolge sind in den bearbeiteten Bohrungen in dieser Form nicht vorhanden. Eine vollständige Abfolge der peritidalen LF-Typen (LF21-LF6-LF20-LF22) ist lediglich an Hangpositionen zu erwarten (Abb. 16).

5.1.4 Evaporitische Abfolgen (Salina-Sabkha-Zyklen)

In den evaporitischen Abfolgen werden mehrmals Meter- bis Zehnermeter mächtige Salina-Anhydrite (LF24, LF25) von geringer mächtigen (dm- bis m-Bereich) Sabkha-Anhydriten (LF22) überlagert (Abb. 15 L). Darin spiegelt sich ein Wechsel von flach subtidalen zu supratidalen Ablagerungsbedingungen wider, was ebenfalls einem Shallo-

wing-upward entspricht. Im bearbeiteten Intervall lassen sich im Hessischen Becken zwei bis drei solcher Salina-Sabkha-Zyklen erkennen. Im zentralen Hessischen Becken liegen die Zyklen-Mächtigkeiten im Zehnermeter Bereich. Hingegen beträgt die Mächtigkeit der Zyklen im Werra-Becken nur wenige Meter.

5.2 Regionale Verbreitung und Korrelation der Zyklen

5.2.1 Zechsteinkalk

Im Zechsteinkalk sind in der Regel zwei Shallowing-upward Zyklen 4. Ordnung vorhanden, die in den verschiedenen regionalen Ablagerungsräumen unterschiedliche lithofazielle Ausbildungen aufweisen (vgl. 5.1). Mittels dieser beiden Zyklen kann über nahezu das gesamte hessische Zechsteinbecken eine zyκλοstratigraphische Korrelation im Ca1 durchgeführt werden. Eine Ausnahme bildet der Schiefergebirgsrand und der Übergangsbereich vom Schiefergebirge zum zentralen Hessischen Becken, wo nur ein einziger, bis 100 m mächtiger karbonatischer Verflachungszyklus vorliegt (Brg. Braunsen, vgl. Anhang 11.2). Dieser wird aus einer Abfolge von Mudstones (LF5, LF6, LF7) und Ooid-Grainstones (Abb. 15 G) aufgebaut.

Zyklus-1

(1) Am Südrand der Schlüchterner Senke treten in einigen Bohrungen (z.B. Brg. Gelnhaar, SR1-Aura, vgl. Anhang 11.2) im unteren Teil des Ca1 mehrere Shallowing-upward Abfolgen auf, die jeweils von einem klastisch-karbonatischen Intervall aus Silt-/Mergelsteinen (LF1) sowie Tonsteinen (LF2) an der Basis und bis m-mächtigen Horizonten aus überwie-

gend biodetritischen Kalkmergelsteinen (LF3) am Top aufgebaut werden (vgl. Abb. 15 A). Diese sich wiederholenden Abfolgen können zu einem einzigen, übergeordneten Zyklus 4. Ordnung (= Zyklus-1) zusammengefasst werden. Die Mächtigkeiten der abschließenden biodetritischen Intervalle in den einzelnen, untergeordneten Zyklen nehmen dabei zum Hangenden des Zyklus-1 zu (vgl. Brg. Gelnhaar) oder die Zusammensetzung an bioklastischen Komponenten ändert sich dahingehend, dass vermehrt Fossilien aus Flachwasserbereichen auftreten (vgl. Brg. SR1-Aura). Dieser übergeordnete Zyklus-1 lässt sich auch in den weiter nördlich gelegenen Bohrungen aus tieferen Beckenpositionen der Schlüchterner Senke bei geringerer Ca1-Mächtigkeit und weniger häufigen bioklastischen Einschaltungen erkennen (z.B. Brg. Marjoß, Sterbfritz) und kann somit über größere Entfernungen korreliert werden (vgl. Abb. 20).

(2) Die zyklische Korrelation von Karbonaten, die innerhalb eines Beckens in klastisch-karbonatische oder rein klastische Sedimentabfolgen übergehen, ist in den meisten Fällen schwierig (vgl. WALKER et al. 1983). Im Ca1 lassen sich die karbo-

natischen Sedimente am Spessart mit den klastischen bzw. klastisch-karbonatischen Ausbildungen in der Schlüchterner Senke dann sinnvoll korrelieren, wenn jeweils die übergeordneten Shallowing-upward Zyklen betrachtet werden (vgl. Abb. 20). Die im Zyklus-1 in der klastischen bzw. klastisch-karbonatischen Beckenabfolge der Schlüchterner Senke erkennbare Verflachungstendenz spiegelt sich in der beckenrandlichen Position am Spessart auch in den Karbonaten wider. Die vertikale Abfolge der subtidalen Mudstones (LF5, LF6, LF7) deutet dort eine Verflachung an, die im Trockenfallen des Ablagerungsraumes und einer damit verbundenen Verkarstung endet.

(3) Am Schiefergebirgsrand sind lokal auch zwei Shallowing-upward Zyklen im Ca1 entwickelt (vgl. Abb. 14). Dort besteht Zyklus-1 aus einer siliziklastisch-karbonatischen Abfolge subtidaler Mudstones und sub- bis intertidaler, lagunärer Siltsteine (vgl. Abb. 15 D).

(4) Im Werra-Becken und im zentralen Hessischen Becken wird Zyklus-1 aus einer Abfolge von subtidalen Karbonaten an der Basis und sub- bis intertidalen Karbonaten am Top aufgebaut (vgl. Abb. 15 F, 21).

Zyklus-2

(1) In Beckenpositionen der Schlüchterner Senke liegt eine ähnliche siliziklastisch-karbonatische Abfolge wie im Zyklus-1 vor, wobei ebenfalls Silt- und Mergelsteine von dm- bis m-mächtigen biotritischen Kalkmergelsteinen überlagert werden. An Hangpositionen (Übergang Spessart-Schlüchterner Senke) ist Zyklus-2 an der Basis als eine Abfolge aus Silt- und Mergelsteinen mit darin eingeschalteten, geringmächtigen biotritischen Kalkmergelsteinen charakterisiert, auf die Karbonate

der Reef-Mound-Fazies (vgl. Abb. 15 B) oder der Back-Reef-Fazies (vgl. Abb. 15 C) folgen (Abb. 20). Die Verkarstung am Top der Reef-Mound-Fazies schließt diesen zweiten Shallowing-upward Zyklus ab.

(2) Die geringmächtige Back-Reef-Fazies am Spessart, die oberhalb eines Karsthorizontes anzutreffen ist, kann als der obere Teil von Zyklus-2 angesehen werden, der in der Schlüchterner Senke komplett ausgebildet ist (s.o., vgl. Abb. 20).

(3) Am Schiefergebirge wird Zyklus-2 von algenlaminierten Ooid-Bioklasten-Pack-Grainstones (LF13) an der Basis und darüber Ooid-Grainstones (LF19) gebildet (vgl. Abb. 14, Abb. 15 H).

(4) Im Werra-Becken und zentralen Hessischen Becken liegt bei Zyklus-2 wie bereits bei Zyklus-1 eine karbonatische Shallowing-upward Abfolge vor (Abb. 15 F, Abb. 21). Zyklus-2 wird im zentralen Werra-Becken von Onkoid-Wackstones (LF8) und Pisoid-Packstones (LF9) der sub- bis intertidalen (supratidalen) Karbonatfazies (F2) abgeschlossen. An den Rändern des Werra-Beckens bilden mikrobielle Bindstones (LF20) der peritidalen Fazies (F9) den Abschluss von Zyklus-2 (Abb. 21). Im zentralen Hessischen Becken handelt es sich bei Zyklus-2 um eine karbonatisch- evaporitische Abfolge (vgl. Abb. 15 I, J). Dort finden sich am Top von Zyklus-2 knollige Sabkha-Anhydrite (LF22) oder vertikal gelängte Salina-Anhydrite (LF23) der peritidalen Fazies. Lithostratigraphisch sind die LF-Typen der peritidalen Fazies am Top von Zyklus-2 bereits dem Unteren Werra-Anhydrit zuzurechnen. Im Bereich des zentralen Hessischen Beckens setzt sich Zyklus-2 somit über die konventionelle lithostratigraphische Grenze vom Zechsteinkalk in den Unteren Werra-Anhydrit fort (vgl. Abb. 21).

5.2.2 Unterer Werra-Anhydrit

Im Unteren Werra-Anhydrit sind innerhalb der peritidalen Fazies (F9) und der Salina-Sabkha-Fazies (F10) insgesamt vier Shallowing-upward Zyklen entwickelt (Abb. 17, 18). Die Zählung der Zyklen in der peritidalen Fazies des A1 beginnt oberhalb des Zyklus-2 aus dem Zechsteinkalk, der mit sei-

nem höheren Teil in den basalen A1 hineinreicht (s.o.). Die Meter bis Zehnermeter mächtigen Zyklen lassen sich über das gesamte zentrale Hessische Becken und Werra-Becken korrelieren und werden als Zyklen 4. Ordnung interpretiert (vgl. 5.4.2). Zusätzlich lassen sich in der peritidalen Fazies

geringer mächtige (m- bis dm-Bereich) Shallowing-upward Zyklen erkennen, die als Zyklen 5. Ordnung aufgefasst werden können (Abb. 18).

Zyklus-1

Zyklus-1 setzt mit subtidalen, homogenen Mudstones ein, die im nördlichen Werra-Becken hauptsächlich von intertidalen, mikrobiellen Bindstones (Ronshausen 15, 17) und im Bereich der Hunsrück-Oberharz-Schwelle von flach subtidal gebildeten Anhydriten einer lokalen Salina-Fazies (Brg. Konnefeld, Brg. Moershausen) überlagert werden (Abb. 18). Im zentralen Hessischen Becken (Brg. Küchen, Abterode Nr. 14, Escherode) treten die

Mudstones innerhalb supratidaler Sabkha-Anhydrite nur in geringer Mächtigkeit auf (Abb. 17), lassen sich jedoch über größere Distanzen verfolgen und sind auch am Harzrand im Übergang zum Norddeutschen Hauptbecken vorhanden (vgl. 5.3.2, vgl. PÖHLIG 1986). Diese subtidalen Mudstones sind im südlichen und südwestlichen Bereich des Werra-Beckens (Brg. Kleba, Queck, Ützhausen) nicht ausgebildet. Nach der vorliegenden Korrelation (Abb. 18) setzt Zyklus-1 dort erst mit seinem oberen Teil ein.

In der Bohrung Ützhausen wird das Zyklentop durch einen Aufarbeitungshorizont in den subtidalen Laminiten mit Evaporitkristallen (LF21) ange-

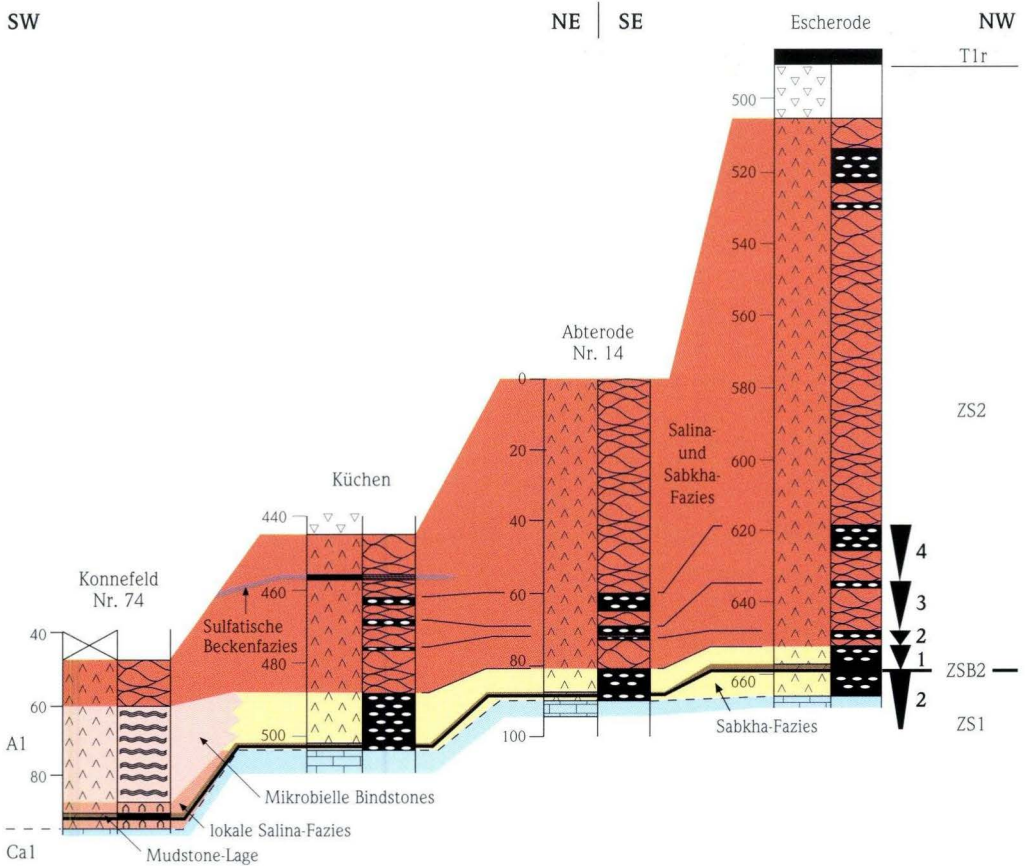


Abb. 17. Zyklen-Korrelation in der F9/F10 im zentralen Hessischen Becken. Der Verlauf des Profilschnitts ist aus Abb. 2-1 ersichtlich. Legende siehe Anhang; Farben-Code siehe Abb. 18.

zeigt. Dieses wird in der Bohrung Ronshausen 17 durch eine mächtigere Lage homogener Mudstones (LF6) des flachen Subtidals gebildet, die oberhalb der dortigen tiefer subtidalen Laminite (LF21) vorkommt. In den Bohrungen Queck, Kleba und Ronshausen 15 finden sich innerhalb der subtidalen Laminite geringmächtige Lagen von Sabkha-Anhydriten, die Zyklus-1 abschließen.

Zyklus-2

Im zentralen Hessischen Becken handelt es sich bei Zyklus-2 bereits um einen vollständigen Salina-Sabkha-Zyklus (Abb. 17). Im nördlichen Werra-Becken und der unmittelbar benachbarten Hunsrück-Oberharz-Schwelle ist Zyklus-2 im Übergang von der peritidalen zur Salina-Sabkha Sedimentation ausgebildet (Abb. 18). Nach einer neuerlichen Vertiefung zu Beginn des Zyklus-2, die sich wiederum in der Ablagerung subtidaler Mudstones widerspiegelt, werden im Bereich der Hunsrück-Oberharz-Schwelle überwiegend mikrobielle Bindstones (LF20) sedimentiert (Brg. Lüdersdorf, Konnefeld Nr. 74, Mörshausen).

Im Werra-Becken wird die Basis von Zyklus-2 aus Laminiten des LF21 gebildet, die im tieferen Subtidal entstanden. Während dort im nördlichen Teil (Brg. Kleba, Ronshausen 15 und 17) Salina-Evaporite (LF24) im mittleren Abschnitt des Zyklus auftreten, herrschen im südlichen Werra-Becken (Brg. Queck, Ützhausen) weiterhin peritidale Ablagerungsbedingungen vor. Eine zunehmende Verflachung wird in diesen beiden Bohrungen durch intertidale Bindstones angezeigt, die oberhalb der subtidalen Laminite (LF21) lagern. Am Nordrand des Werra-Beckens treten am Top von Zyklus-2 oberhalb der Salina-Evaporite geringmächtige Sabkha-Bildungen auf (Brg. Kleba, Ronshausen 15, 17), die ein supratidales Milieu belegen. Die Sabkha-Fazies lässt sich nach Süden bis zur Bohrung Queck verfolgen, wo diese oberhalb intertidaler Bindstones ebenfalls Zyklus-2 abschließt. Weiter im Süden (Brg. Ützhausen) ist das Zyklus-Top durch Aufarbeitungslagen in den mikrobiellen Bindstones der peritidalen Fazies gekennzeichnet.

Zyklus-3

Zyklus-3 ist im zentralen Hessischen Becken (Abb. 17) und auch am Nordrand des Werra-Beckens

(Abb. 18) als kompletter Salina-Sabkha-Zyklus ausgebildet. In den beiden Bohrungen aus dem südlichen Teil des Werra-Beckens (Brg. Ützhausen, Queck) beginnt der basale Teil von Zyklus-3 mit mikrobiellen Bindstones, die noch der peritidalen Fazies zugerechnet werden. Diese werden schließlich von Flaseranhydriten der Salina-Sabkha-Fazies überlagert, bevor es am Top von Zyklus-3 zur Bildung supratidaler Sabkha-Evaporite kommt. In der Bohrung Queck werden supratidale Verhältnisse am Ende des Zyklus sowohl durch Aufarbeitungslagen als auch durch in Folge von Austrocknung zerbrochene mikrobielle Matten belegt.

Zyklus-4

Bei Zyklus-4 handelt es sich vom zentralen Hessischen Becken im Norden bis an den Südrand des Werra-Beckens um einen kompletten Salina-Sabkha-Zyklus. In der Bohrung Queck lässt sich dieser nicht nachweisen, da oberhalb von Zyklus-3 bereits Subrosionsbrekzien vorliegen. Zyklus-4 tritt im Werra-Becken im Liegenden der sulfatischen Beckenfazies (F11) auf, die wiederum von Werra-Steinsalz überlagert wird (Abb. 18). Hingegen geht im zentralen Hessischen Becken die Ablagerung von Flaseranhydriten oberhalb von Zyklus-4 weiter (Abb. 17).

Im südwestlichen Teil des Werra-Beckens wird durch das Fehlen der ansonsten im gesamten zentralen Hessischen Becken und nördlichen Werra-Becken zu verfolgenden subtidalen Mudstones sowie durch das Fehlen der basalen Teile des Zyklus-1 eine längere Phase ohne Sedimentation belegt. Wahrscheinlich lagen dort subaerische Verhältnisse vor, die jedoch zu keiner Verkarstung der Ca1-Karbonate führten. Die kurze Zeitdauer der Exposition sowie vermutlich ein Mangel an karbonatuntersättigten, meteorischen Lösungen aufgrund eines geringen Wasserangebotes (aride Klimabedingungen) und der weiten Entfernung zum Hinterland (z.B. Rheinisches Schiefergebirge) wirkten sich ungünstig auf eine mögliche Lösung der Karbonate aus.

Hier wird zudem eine zeitliche Verzögerung bei der Etablierung marin-evaporitischer Verhältnisse dadurch angedeutet, dass der Übergang von periti-

daler zu ausschließlich evaporitischer Sedimentation (Salina-Sabkha-Fazies) in einem späteren Zyklus (Zyklus-3) als in den nördlichen Beckenbereichen (Zyklus-2) stattfand. Dies zeigt eine Trans-

gression (Laugenzufluss) von Norden in das hessische Zechsteinbecken an, die die südlichen Beckenbereiche erst später erreichte.

5.3 Vergleich mit aus der Literatur beschriebenen Zyklen im Zechstein 1

5.3.1 Zechsteinkalk

Aus dem europäischen Zechsteinbecken werden im Zechsteinkalk zwei bzw. drei sedimentäre Zyklen beschrieben. Diese werden jeweils an der Basis aus Mudstones aufgebaut, durch geringmächtige Onkoid-Stromatolithen-Horizonte abgeschlossen und als Verflachungszyklen interpretiert (SMITH 1980, PERYT 1986b, PAUL 1986a, b, 1991, PÖHLIG 1986). Sie entsprechen den karbonatischen Shallowing-upward Zyklen 4. Ordnung aus dem Werra-Becken und zentralen Hessischen Becken. Die unterschiedliche Anzahl der beschriebenen Zyklen aus den verschiedenen Regionen des europäischen Zechsteinbeckens kann über die jeweilige paläogeographische Lage erklärt werden. Im Norddeutschen Hauptbecken sind an Hangpositionen drei Zyklen entwickelt; in den zentralen Bereichen des Hauptbeckens und auf der Eichsfeld-Schwelle am Südharz im Übergang zum Hessischen Becken lassen sich lediglich zwei Zyklen ausmachen (PÖHLIG 1986). Als Kontrollfaktor für die Zyklen werden von PÖHLIG (1986) Meeresspiegelschwankungen mit einer geringen Amplitude angenommen, die nicht an jeder paläogeographischen Position zu einer entsprechenden Änderung der Sedimentationsbedingungen geführt haben sollen (vgl. 5.4.2).

Am Harz kann PAUL (1986b) zwei Shallowing-upward Zyklen im Ca1 unterscheiden, wobei am Top des ersten Zyklus ein Karsthorizont ausgebildet ist. Dieser als Solhops-Diskontinuität (PAUL 1986b) bezeichnete Horizont kann zeitäquivalent zu dem am Spessart beschriebenen Karsthorizont (PRÜFERT 1969) sein und ermöglicht dort ebenfalls eine Unterteilung des Ca1 in zwei Zyklen (PAUL 1985). Diesem Interpretationsansatz kann im Allgemeinen hier gefolgt werden. Jedoch bestehen über die genaue Lage des Karsthorizonts in der Profilverfolgung des Ca1 sowie dessen Korrelation von der Spessart-Hochzone in die Schlüchterner Senke und der damit verbundenen zyklischen Interpretation unterschiedliche Auffassungen.

Der auf der Schwelle des Spessarts und am oberen Schwellenhang (PRÜFERT 1969, vgl. Abb. 11, 20) entwickelte Karsthorizont soll nach PAUL (1985) bis in die nördliche Schlüchterner Senke verfolgbar sein. Dort soll diese Verkarstung innerhalb einer Abfolge aus onkolithischen Dolomiten auftreten (PAUL 1985), die in dieser Arbeit der Back-Reef-Fazies zugerechnet wird. Im Vergleich zum Karsthorizont aus dem Steinbruch Weinelt in Hain-Gründau (PRÜFERT 1969) befindet sich der von PAUL (1985) erwähnte Karsthorizont bei Stockheim (Steinbruch am Hochwald, TK 5620 Ortenberg, R 3501930, H 5575950, vgl. KOWALCZYK & PRÜFERT 1978b) weitaus höher in der Profilverfolgung des Ca1. Der erste Shallowing-upward Zyklus im Ca1 umfasst nach der Einstufung von PAUL (1985) somit eine erheblich größere Sedimentmächtigkeit als in der hier gegebenen Interpretation (vgl. Abb. 11, 20). Nach der Einteilung von PAUL (1985) wird Zyklus-2 nur durch einen geringmächtigen oberen Bereich in der Back-Reef-Fazies repräsentiert, wie dies beispielsweise auch auf der Schwelle des Spessarts (Aufschluss Gräfenberg) der Fall ist. Das Profil Stockheim befindet sich jedoch am Schwellenhang, wo höhere Sedimentmächtigkeiten auch im Zyklus-2 vorliegen (vgl. Abb. 11, 20).

Innerhalb der Back-Reef-Fazies sind in den ca. 50 km weiter östlich von Stockheim gelegenen Bohrungen SR1 und SR8 einige Aufarbeitungslagen zu erkennen. Deutliche Indizien für eine Verkarstung konnten dort nicht gefunden werden. Ob der von PAUL (1985) beschriebene Karsthorizont eine Entsprechung in einer der Aufarbeitungslagen hat, ist nicht mit Sicherheit zu beantworten. Bei dem Karsthorizont innerhalb der Back-Reef-Fazies bei Stockheim könnte es sich auch um eine lokale Erscheinung handeln.

5.3.2 Unterer Werra-Anhydrit

Die in der Literatur beschriebenen sedimentären Zyklen im A1 bestehen an der Basis jeweils aus Flaseranhydriten und werden von laminierten Anhydriten abgeschlossen. Dabei können in der südlichen Nordsee vier (TAYLOR 1980) und am nördlichen Harzrand fünf Zyklen (RICHTER-BERNBURG 1955a, 1985) ausgehalten werden. Die Zyklen lassen sich am besten in Schwellenhang- und in Beckenpositionen erkennen. Eine vergleichbare lithologisch-texturelle Abfolge im A1 liegt auch am südöstlichen Harzrand vor (HOYNINGEN-HUENE 1957, JUNG 1958) und kann mit der zyklischen Interpretation von RICHTER-BERNBURG (1955a, 1985) in Einklang gebracht werden (vgl. Abb. 19 in PÖHLIG 1986). In Schwellenlagen und auf der Plattform im Übergang zum Norddeutschen Hauptbecken sind überwiegend mächtige Abfolgen aus mosaikartigen Anhydriten bzw. Flaseranhydriten entwickelt („Wallanhydrite“), sodass hier eine weitere Unterteilung meist schwerfällt (vgl. PÖHLIG 1986). RICHTER-BERNBURG (1985) war es dennoch möglich in einer über 200 m mächtigen Abfolge aus Flaseranhydriten in der Bohrung Wulften am Harzsüdrand (Lage s. Abb. 19) eine Zyklen-Einteilung vorzunehmen. Am östlichen Harzsüdrand (Kyffhäuser) ist wie im Werra-Becken Steinsalz (Na1), jedoch in geringerer Mächtigkeit, vorhanden. Unterhalb des Na1 sind drei Flaseranhydrit-Linienanhydrit-Zyklen ausgebildet; ein vierter Zyklus liegt im Bereich des Na1 und ein fünfter befindet sich stratigraphisch darüber (RICHTER-BERNBURG 1985). In der gleichen Arbeit werden aus dem Werra-Becken ebenfalls drei sedimentäre Zyklen im Liegenden des Werra-Steinsalzes beschrieben. Die karbonatischen Laminiten und Evaporite des im Werra-Becken oft als eigenständige lithostratigraphische Einheit abgegrenzten Anhydritknotenschiefers (vgl. 3.2.1) wurden dabei in die zyklische Gliederung miteinbezogen. Ein vierter Zyklus im A1 leitet nach dieser Interpretation auch hier zur Steinsalzsedimentation über.

Mosaikartige Anhydrite bzw. Flaseranhydrite sind Bildungen des flachen Wassers, während Evaporit-Laminiten im tieferen Wasser entstehen. Diese Evaporit-Zyklen zeigen somit jeweils eine Änderung in der Wassertiefe an und werden als Trans-

gressionszyklen gedeutet (TAYLOR 1980, PÖHLIG 1986). Bei der Transgression sollen dabei zuerst mosaikartige Anhydrite im noch anfänglich flachen Wasser sedimentieren. Im Laufe der Transgression werden schließlich Laminiten unter zunehmender Wassertiefe abgelagert, die nach TAYLOR (1980) im südlichen Nordseebecken zwischen 150 und 300 m betragen haben soll. Im Anschluss an diese maximale Überflutung im Becken wird das Ende eines Zyklus durch eine schnelle Erniedrigung des Laugenspiegels markiert, wobei es jedoch nicht zur erneuten Ausfällung von Flachwasser-Evaporiten bei fallendem Wasserspiegel kommen soll (TAYLOR 1998). Ein neuer Laugenzufluss ins Becken stellt das nächste Transgressionsereignis dar.

RICHTER-BERNBURG (1985, 1986) lehnt Änderungen in der Wassertiefe als Ursache der zyklischen Sedimentation in Evaporitabfolgen ab. Zur Bildung von Flachwasser-Evaporiten im Becken seien enorme Meeresspiegelschwankungen nötig, die zudem zu einer Exposition der mächtigen Wallanhydrite auf der Plattform führen müssten, was sich jedoch in deren sedimentären Texturen nicht widerspiegeln würde. Die Temperatur der Lauge wird von ihm als der entscheidende Kontrollfaktor zur Bildung von Flaseranhydriten betrachtet. Im flachen Wasser sei die Temperatur zur Evaporation immer ausreichend hoch, damit es dort zur Sulfatübersättigung und zur Fällung von Evaporiten kommen könne. Nur ein Zufluss hoch temperierter, an Sulfat übersättigter Oberflächenwässer ins Becken verbunden mit einer spontanen Fällung der Sulfate an der Wasseroberfläche und deren späteres Absinken auf den Boden könne das Auftreten von Flaseranhydriten in der Laminit-Fazies des Beckens erklären.

Der von RICHTER-BERNBURG (1985) vorgenommene zyklische Gliederung im Unteren Werra-Anhydrit im hessischen Zechsteinbecken ebenso wie seiner Interpretation für die Ursache der Zyklen wird hier nicht gefolgt. Im hessischen Zechsteinbecken lassen sich im A1 unterhalb des Werra-Steinsalzes ebenfalls sedimentäre Zyklen abtrennen, jedoch liegt eine deutlich abweichende lithologische Ausbildung vor (vgl. 5.2.2). Die im basalen A1 auftretenden Lithofazies-Typen werden einer peri-

tidalen Fazies zugerechnet. Darin kommen mikrobielle Bindstones (LF20) mit einem hohen Anteil an Gips/Anhydrit vor. Es handelt sich dabei um fröhdiagenetische Verdrängungen von Karbonaten durch Ca-Sulfate und nicht um primäre, evaporitische Sedimente. Die Überlagerung der mikrobiellen Bindstones durch karbonatische Laminite mit Evaporitkristallen (LF21) im Bereich des Werra-Beckens kann somit nicht einfach mit dem textuellen Übergang von Flaseranhydriten zu Laminiten verglichen werden. Die im A1 des Hauptbeckens interpretierten Steuerungsfaktoren der zyklischen Abfolge sind auf das randliche hessische Zechsteinbecken daher nicht übertragbar. Folgt man der Interpretation RICHTER-BERNBURGS (1985), dann gäbe es zwei unterschiedliche Arten von Zyklen im Hauptbecken einerseits, im randlichen hessischen Zechsteinbecken andererseits.

Im hessischen Zechsteinbecken lassen sich in der peritidalen Fazies (F9) und Salina-Sabkha-Fazies (F10) insgesamt vier Shallowing-upward Zyklen und keine Vertiefungszyklen erkennen (vgl. 5.2.2). Dieselbe Problematik ist auch im randlichen Leba-Becken in Polen vorhanden, wo im A1 ebenfalls keine deutlichen Vertiefungszyklen erkannt werden können, die mit denjenigen des Hauptbeckens korrelieren (PERYT 1994). Eine Ursache könnte nach PERYT (1994) möglicherweise in einer unterschiedlichen Laugenzusammensetzung und -entwicklung in den Randbecken im Vergleich zum Hauptbecken liegen. Bei einer Neu- bzw. Uminterpretation der von RICHTER-BERNBURG (1985) aus dem südlichen Bereich des Hauptbeckens vorgelegten Profile und Profilkorrelationen (Abb. 19) besteht jedoch die Möglichkeit, die Abfolgen des A1 aus dem Haupt- und Nebenbecken genetisch widerspruchsfrei zu interpretieren. Die im zentralen Hessischen Becken in der peritidalen Fazies entwickelte Sabkha kann noch weiter nach Norden bis zum Übergang in das südliche Hauptbecken verfolgt werden (vgl. PÖHLIG 1986). Die Sabkha-Fazies an der Basis des A1 lässt sich bei einer Uminterpretation der von RICHTER-BERNBURG (1985) dargestellten Profile mühelos abtrennen (Abb. 19). Das Aushalten einer Sabkha-Fazies im basalen A1 hat zur Konsequenz, dass in der weiteren Profilabfolge nun Linienanhydrite von mosaikartigen Anhy-

drüten bzw. Flaseranhydriten überlagert werden.

In evaporitischen Serien ist es oft schwer, genaue Zyklengrenzen anhand der Texturen/Lithologien festzulegen. Die Grenzen können beispielsweise durch diagenetische Vorgänge in den Sulfaten stark überprägt sein. Zwischen Linienanhydriten und mosaikartigen Anhydriten ist dennoch oft ein scharfer Kontakt ausgebildet, der sich für eine Abgrenzung sedimentärer Zyklen anbietet (vgl. RICHTER-BERNBURG 1985). Es ist jedoch zu berücksichtigen, dass es sich bei Evaporiten um chemische Sedimente handelt. Sobald die Sulfatsättigungsgrenze überschritten wird, kommt es auch zur Sulfatfällung. Die scharfe textuelle Grenze zwischen den meist noch karbonatischen Linienanhydriten und den fast reinen Flaseranhydriten zeigt lediglich, dass die physiko-chemischen Voraussetzungen in der Lösung für eine intensive Sulfatfällung erreicht waren. Da eine solche intensive Sulfatfällung zur Bildung mosaikartiger Anhydrite nur im flachen Wasser möglich ist, kann das Auftreten dieser Fazies sowohl den Beginn eines neuen Deepening-upward Zyklus als auch das Ende eines Shallowing-upward Zyklus anzeigen.

Ein Zyklus, der mit weniger salinaren, z.T. karbonatischen Linienanhydriten beginnt und von höher salinaren mosaikartigen Anhydriten abgeschlossen wird, steht genetisch in Einklang mit den übergeordneten, progressiven Salinarzyklen des Zechsteins (vgl. LANGBEIN 1987). Nach der genetischen Gliederung von LANGBEIN (1987) besteht ein idealer Zyklus im A1 an der Basis aus Stratolithen (Kompaktite = Laminite), der über mehrere Zwischenformen schließlich in mit Steinsalz zementierten Anhydriten endet (Halit-Zementit = Seditit) und neben einer Salinitätszunahme auch eine Verflachung anzeigt. Im A1 sind in der Regel keine idealen Zyklen vorhanden, sondern es liegen in Abhängigkeit von der Salinität meist Teilabfolgen vor. Bei geringerer Salinität handelt es sich um Abfolgen von Stratolithen (Kompaktite = Laminite) zu Stratolithen (differentielle Kompaktite = Flaseranhydrite), bei höherer Salinität von Pletolithen (Anhydrit-Zementite = massige Anhydrite) zu Sedititen (Halit-Zementite = Selenite; LANGBEIN 1987). Auch aus anderen Evaporitabfolgen werden ähnliche lithologisch-textuelle Zyklen beschrieben und

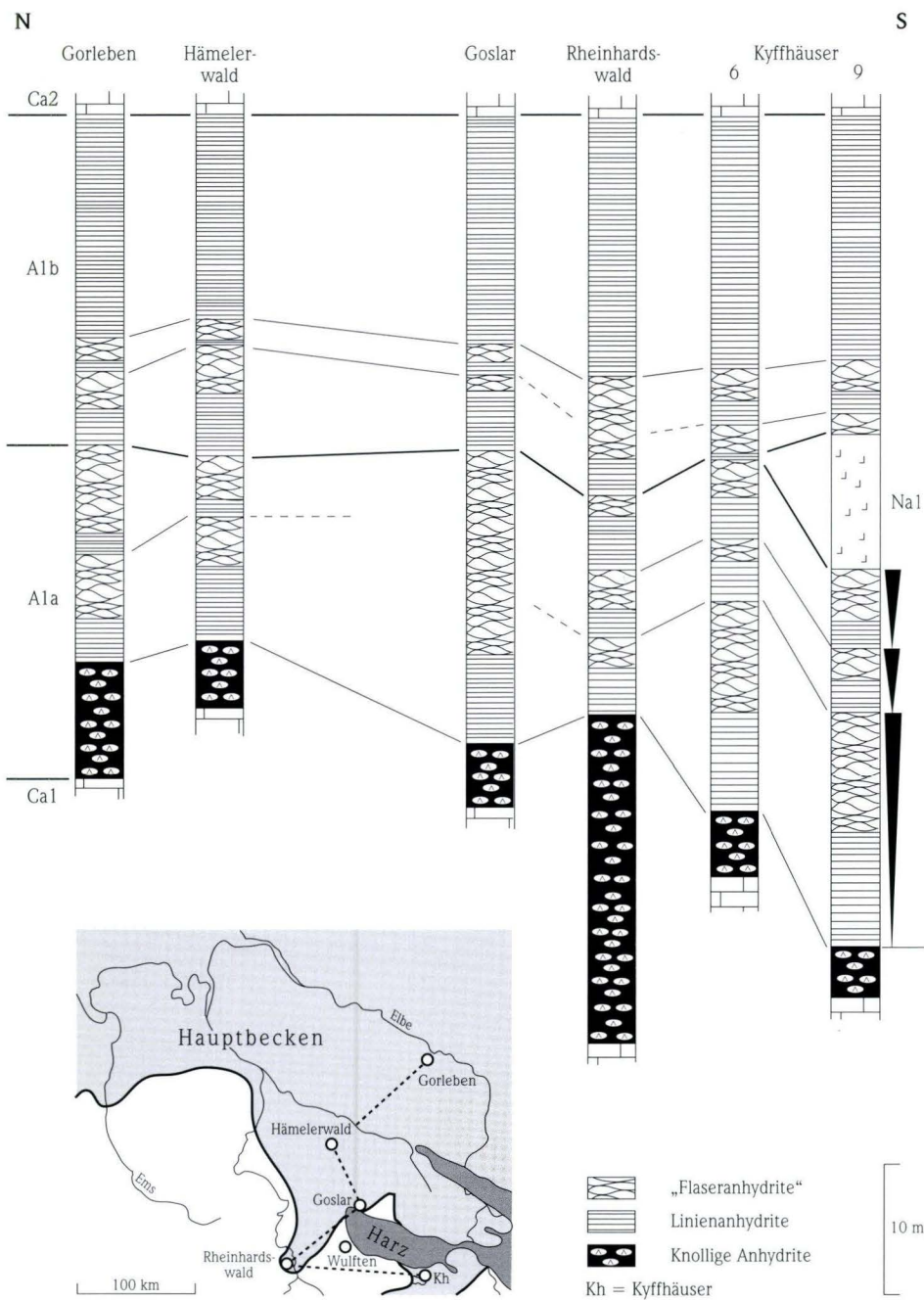


Abb. 19. Zyklen-Korrelation im A1 im Übergang zum Norddeutschen Hauptbecken. Die uminterpretierten Bohrprofile von RICHTER-BERNBURG (1985) lassen oberhalb einer Sabkha-Fazies Linienanhydrit-Flaseranhydrit-Zyklen erkennen, die als Verflachungszyklen aufgefasst werden können.

als Shallowing-upward Zyklen mit zunehmender Salinität aufgefasst. Evaporit-Zyklen aus dem Messinian in Sizilien (Série supérieure, Miozän) bestehen an der Basis aus feingeschichtetem Gips, der von Selenit-Gips überlagert wird (ROUCHY 1976). In der Castile-Salado-Formation (Perm, Ochoan) des Delaware Beckens, USA, werden laminierte Sulfate ebenfalls von Seleniten überlagert (HOVORKA 1989).

Es ist anzunehmen, dass trotz unterschiedlicher Laugenzusammensetzung und -entwicklung, d.h. trotz unterschiedlicher Salinitäten im Norddeutschen Hauptbecken im Vergleich zum hessischen Randbecken, prinzipiell ähnliche Prozesse mit vermutlich einer gemeinsamen Ursache abliefen, die schließlich zur Ausbildung der Zyklen führten. Die im hessischen Zechsteinbecken erkannten Zyklen sind als Verflachungszyklen zu interpretieren, wobei die Evaporite aufgrund der hohen Sedimentationsraten den ihnen zur Verfügung stehenden Akkommodationsraum in einem Flachwasserbereich vollständig auffüllten. Neuer Akkommodationsraum wurde zum überwiegenden Teil durch einen Laugenzufluss ins Becken und vor der NaCl-Sedimentation im geringeren Maße durch Subsidenz bereitgestellt (vgl. 5.4.2). Regressive Zyklen mit einer geringen transgressiven Basis sollten sich

daher auch in den Sedimenten des Norddeutschen Hauptbeckens widerspiegeln. In der uminterpretierten Abfolge von Linienanhydriten zu Flaseranhydriten verdeutlicht sich jeweils eine Shallowing-upward Tendenz (Abb. 19). Die uminterpretierten Bohrprofile von RICHTER-BERNBURG (1985) lassen oberhalb der knolligen Anhydrite (= Sabkha-Fazies) und unterhalb des NaI im Übergangsbereich zum hessischen Zechsteinbecken (Brg. Kyffhäuser, Rheinhardswald) drei solcher Zyklen erkennen, die mit den entsprechenden Zyklen (Zyklus-2 bis Zyklus-4) im hessischen Zechsteinbecken korreliert werden können. Die Bohrung Rheinhardswald steht ca. 50 km NE der Brg. Escherode (vgl. 4.3.2) und stellt somit den Anschluss für beide Gebiete her. Da in den uminterpretierten Profilen RICHTER-BERNBURGS (1985) innerhalb der knolligen Anhydrite eine vergleichbare Dolomudstone-Lage wie in den Bohrungen aus dem zentralen Hessischen Becken nicht erkannt werden kann, ist es auch nicht möglich, den Zyklus-1 abzutrennen. Jedoch wird von PÖHLIG (1986) aus den Sabkha-Anhydriten des basalen A1 am Harz ein dm-mächtiger Dolomudstone-Horizont beschrieben (vgl. 5.2.2.), der demjenigen aus dem hessischen Zechsteinbecken entsprechen und auch hier zur Abtrennung von Zyklus-1 dienen könnte.

5.4 Kontrollfaktoren zyklischer Sedimentation

5.4.1 Allgemeine Betrachtungen

Zyklische Sedimentation in Karbonaten und Evaporiten wird durch das Zusammenspiel autogenetischer und allogetischer Prozesse gesteuert (vgl. STRASSER 1991), die Veränderungen im verfügbaren Raum für die Akkumulation von Sediment bewirken. Dieser Raum wird auch als Akkommodationsraum bezeichnet (JERVEY 1988) und durch die Lage des Baselevels kontrolliert. Veränderungen im Akkommodationsraum werden durch eustatische Meeresspiegelschwankungen und Subsidenzänderungen verursacht. In flachmarinen Ablagerungsräumen ist der Baselevel, unterhalb dessen Sedimentation möglich ist, nahezu mit dem Meeresspiegel identisch (EMERY & MYERS 1996). Änderungen im Akkommodationsraum über ein

spezifisches Zeitintervall sind daher Variationen des relativen Meeresspiegels gleichzusetzen, der als Distanz zwischen dem Meeresspiegel und einer sich in ihrer Position verändernden Referenzfläche (Beckenboden oder Fläche innerhalb einer Sedimentabfolge) definiert ist (POSAMENTIER et al. 1988). Der Akkommodationsraum kann durch Sedimente verfüllt werden, wodurch sich die Bathymetrie im Ablagerungsraum verändert. Daraus ist ersichtlich, dass relativer Meeresspiegel und Wassertiefe, die die Distanz zwischen dem Meeresspiegel und der akkumulierten Sedimentoberfläche zu einem spezifischen Zeitpunkt darstellt, unterschiedliche Kenngrößen sind (EMERY & MYERS 1996).

Die Eigendynamik der Sedimentation im Ablagerungsraum, die zu Aggradation und Progradation von Sedimentabfolgen führt, ist als wesentlicher autozyklischer Steuerungsfaktor anzusehen. Meeresspiegel- und Subsidenzänderungen sind allozyklische Faktoren, die eine Veränderung des Akkommodationsraums bewirken. Bei evaporitischen Zyklen in abgeschlossenen Becken sind darüberhinaus Variationen in der Lage des Laugenspiegels im Becken in Bezug zum Meeresspiegel außerhalb des Beckens von Bedeutung (vgl. KENDALL 1992, WARREN 1999). Weiterhin können Klimaschwankungen eine zyklische Sedimentation verursachen bzw. auf diese Einfluss nehmen (vgl. ANDERSON 1984, RICHTER-BERNBURG 1985, 1986).

Zeitdauer

In peritidalen Karbonat-Abfolgen soll ein typischer, 1–20 m mächtiger Shallowing-upward Zyklus zwischen 10.000–100.000 a betragen, wobei jedoch die durchschnittliche Zeit, während der Sedimentation erfolgt, nur etwa 1/30 der durch den gesamten Zyklus repräsentierten Zeit ausmacht (ALGEO & WILKINSON 1988, PRATT et al. 1992). Die Zeiterfassung in evaporitischen Sedimenten ist aufgrund der hohen und in Abhängigkeit vom Ablagerungsmilieu stark unterschiedlichen Sedimentationsraten noch schwieriger als in karbonatischen Ablagerungsbereichen. In laminierten Evaporiten liefert die Auszählung der Laminae (Linien, „Warven“), die jeweils als das Ergebnis einer Jahresschichtung interpretiert werden können, eine Möglichkeit zur Zeitermittlung (RICHTER-BERNBURG 1960, 1985). Jedoch sind laminierte Evaporitablagerungen faziell auf tieferes Wasser bei stabiler Schichtung beschränkt, sodass dadurch lediglich Sedimentationsphasen ohne signifikante Änderungen in der Bathymetrie und damit im Ablagerungsmilieu zeitlich erfasst werden können (LEYRER et al. 1999).

Sedimentationsraten und sedimentäre Eigendynamik

Die Karbonatproduktion ist im Wesentlichen eine Funktion der Wassertiefe. Darüberhinaus sind biologische und klimatologische Faktoren, Temperatur, Salinität, Wasserbewegung und insbesondere auch der Eintrag klastischen Materials zu be-

rücksichtigen. Dabei sollten im Übergang zwischen rein karbonatischen und siliziklastischen Sedimenten aufgrund des negativen Einflusses der klastischen Fraktion auf die organogene Karbonatproduktion die niedrigsten Sedimentationsraten zu erwarten sein (vgl. WALKER et al. 1983). TUCKER (1990a) gibt die durchschnittliche Karbonatsedimentationsrate für rezente Riffe mit 0,5–1,5 m/ka und für Back-Reef Lagunen mit 0,1–0,5 m/ka an. Für Ooid-Shoals werden Werte von 0,5–2 m/ka, für Gezeitebenen 0,4–0,9 m/ka angenommen (SCHLAGER 1981, ENOS 1991). Eine ausführliche Zusammenstellung verschiedener Sedimentationsraten in diversen Ablagerungsräumen findet sich bei ENOS (1991).

Die Rate der Sedimentzufuhr ist ein entscheidender Faktor für die Entwicklung von Gezeitebenen. Die meisten rezenten Gezeitebenen progradieren, wobei die Sedimentzufuhr eine durch Erosion oder Anstieg des relativen Meeresspiegels verursachte landwärtige Verlagerung des Randes der peritidalen Fazies ausgleichen muss (WRIGHT 1984). Für die Entstehung peritidaler Zyklen werden als mögliche Mechanismen die kontinuierliche Progradation der Gezeitebene (GINSBURG 1971) bzw. die Aggradation der Gezeitebene hinter einer Insel/Barre mit deren anschließender Verlagerung und erneuter Aggradation (PRATT et al. 1992) oder eine Kombination von Aggradation und Progradation im Bereich zwischen Inseln angesehen (PRATT & JAMES 1986). Die Höhe der Karbonatproduktion hängt u.a. von der räumlichen Ausdehnung des subtidalen Bereichs ab („source area“, „carbonate factory“). Sie kommt jeweils dann zum Erliegen, wenn der subtidale Bereich nahezu vollständig mit Sedimenten verfüllt ist. Ein neuer Zyklus kann erst durch die Schaffung neuen Akkommodationsraums (Meeresspiegelanstieg, Subsidenz) entstehen, wenn wiederum subtidale Bedingungen zur Produktion von Karbonat vorliegen. Diese autozyklischen Modelle setzen zwingend eine Zeitverzögerung (Lag-Time, s.u.) voraus. Rezent beträgt die Progradation der Gezeitebenen auf Andros Island, Bahamas, 5–20 km/ka (HANDFORD & LOUCKS 1993), am Persischen Golf 1–2 km/ka (KINSMAN 1969a). Ein weiteres, rein autozyklisches Modell sieht die Verlagerung

von Gezeitenkanälen auf der Gezeitebene als eine Ursache für Shallowing-upward Zyklen an (SHINN et al. 1969).

Subaquatische Evaporite besitzen verglichen mit Karbonaten extrem hohe Sedimentationsraten, die in der Größenordnung von 1–40 m/ka liegen (SCHREIBER & HSÜ 1980, KENDALL 1988, WARREN 1989). Die Sulfatfällung wird maßgeblich durch die Wassertiefe kontrolliert, wobei sich die besten physiko-chemischen Bedingungen im flachen Wasser (Zentimeter bis wenige Meter) finden. Unterschiede in der Wassertiefe führen somit zu unterschiedlichen Sedimentationsraten und Sedimentmächtigkeiten. Laminierte Evaporite des tieferen Wassers zeigen die niedrigsten Sedimentationsraten von 0,5 bis 1,8 m/ka (RICHTER-BERNBURG 1950b, 1955a, SONNENFELD 1984, ENOS 1991). Subaerische Sabkha-Evaporite sind ebenfalls durch niedrige Sedimentationsraten mit ca. 1 m/ka charakterisiert (SCHREIBER & HSÜ 1980).

Shallowing-upward Abfolgen in einer Salina-Sabkha-Fazies können nahezu rein autozyklisch erklärt werden. Bei einem sich nur langsam ändernden (d.h. quasi stationären) Wasserspiegel in einem Becken kann aus den hohen Sedimentationsraten subaquatischer Evaporite abgeleitet werden, dass die Sedimentation von Evaporitabfolgen in etwas tieferem Wasser (wenige Meter bis wenige 10er Meter) beginnt und der zur Verfügung stehende Akkommodationsraum sich bis zum Wasserspiegel in relativ kurzer Zeit verfüllt (WARREN 1989). Subtidale Flachwasser-Evaporite werden somit von supratidalen Sabkha-Sulfaten überlagert. Die erneute Bereitstellung von Akkommodationsraum (Meeresspiegelanstieg, Subsidenz) kann zur Ausbildung eines nächsten Zyklus führen.

Die Sedimentationsraten für Halit betragen zwischen 5 und 150 m/ka und liegen 1 bis 2 Größenordnungen über der Subsidenzrate in schnell einsinkenden Becken (SCHMALZ 1969, SONNENFELD 1984). Jedoch sind die tatsächlichen Akkumulations- bzw. Erhaltungsraten viel geringer, da jeder Frischwasserzufluss ins Becken eine Lösung des zuvor abgelagerten Steinsalzes bewirken kann. Nur etwa 10 % der ursprünglich sedimentierten Salzmächtigkeit bleiben dabei erhalten (SONNENFELD 1984). Unter der Berücksichtigung eines Re-

cyclings der Halite werden die tatsächlichen Akkumulationsraten mit lediglich 0,1 bis 4 m/ka angegeben (BARNETT & STRAW 1983).

Meeresspiegel

In der Regel werden fünf (zum Teil auch sechs) hierarchische Ordnungen für zyklische (zeitliche) Amplitudenänderungen des eustatischen Meeresspiegels unterschieden (VAIL et al. 1991, PLINT et al. 1992). Für die vorliegende Arbeit sind besonders Zyklen 3. und 4./5. Ordnung von Interesse. Zyklen 3. Ordnung werden in der Regel mit einer Zeitspanne von 0,5 bis 3 Ma angegeben (DUVAL et al. 1992). Als wesentliche Ursachen für Zyklen 3. Ordnung sind Änderungen in der ozeanischen Wassermasse und im Volumen der Ozeanbecken anzusehen (PLINT et al. 1992, ROSS & ROSS 1995).

Die Zeitdauer von Zyklen 4. Ordnung beträgt 0,08 bis 0,5 Ma (VAIL et al. 1991) bzw. 0,2 bis 0,5 Ma (PLINT et al. 1992), diejenige von Zyklen 5. Ordnung liegt bei 0,03 bis 0,08 Ma (VAIL et al. 1991) bzw. 0,01 bis 0,2 Ma (PLINT et al. 1992). Zyklen 4./5. Ordnung sind meist Shallowing-upward Zyklen und u.a. mit Punctuated Aggradational Cycles/PACs (GOODWIN & ANDERSON 1985) und peritidalen Zyklen in karbonatischen Abfolgen vergleichbar (READ & GOLDHAMMER 1988, KOERSCHNER & READ 1989). Zyklen 4./5. Ordnung werden meist als Folge von Klimaänderungen interpretiert und fallen in ihrer Dauer in die Perioden-Bandbreite von Milankovitch-Zyklen. Als deren Ursache werden Variationen der orbitalen Erdparameter (Exzentrizität, Präzession und Schiefe der Ekliptik) angesehen, die eine Änderung in der Intensität der Sonneneinstrahlung bewirken. Im Quartär führte dies zum Abschmelzen kontinentaler und polarer Eismassen und somit zu eustatischen Meeresspiegeländerungen (IMBRIE & IMBRIE 1979). Glazio-eustatische Meeresspiegeländerungen als Folge von Milankovitch-Modulationen werden von manchen Autoren auch als Ursache prä-quartärer, hochfrequenter sedimentärer Zyklen erachtet (vgl. GROTZINGER 1986a, b, GOLDHAMMER et al. 1987, STRASSER 1994). Die vermuteten Zyklendauern sollen dabei annähernd mit den Orbitalrhythmen der Präzession (21.000 a), Schiefe der Ekliptik (41.000 a) und der Exzentrizität (100.000 und 400.000 a) überein-

stimmen. Aus dem Stapelungsmuster mitteltriassischer Zyklen der Latemar-Plattform (Italien), wo sich nach GOLDHAMMER et al. (1987) meist fünf Zyklen zu einem Megazyklus zusammenfassen lassen, wurde eine Überlagerung von Präzession und Exzentrizität und somit ein orbitaler Steuerungsmechanismus für lagunäre Zyklen abgeleitet. Neuere Untersuchungen belegen jedoch, dass dort in der Regel Zyklenintervalle und Stapelungsmuster auftreten, die sich nicht mit orbitalen Änderungen erklären lassen (ZÜHLKE & BECHSTÄDT 2000).

Evaporit sedimentation wird ausschlaggebend durch die Verweildauer der Lauge im Becken bestimmt, die sich über den Zustrom der Lauge ins Becken, deren erneuten Rückfluss aus dem Becken und im geringeren Maße über einen möglichen Versickerungsverlust bei permeablem Unterlager („leakage-ratio“) regelt (vgl. SANFORD & WOOD 1991). Zu- und Rückstrom stehen meist wiederum in Abhängigkeit zum eustatisch kontrollierten Meeresspiegelniveau im offenen Ozean außerhalb des Beckens. Dies gilt bei Vorhandensein einer Barre solange eine Verbindung beider Bereiche noch gegeben ist. Bei Abkoppelung des Wasserspiegels im Becken vom offenen Weltozean, beispielsweise durch Emersion des Barrenbereichs, vermindert sich ein eustatischer Einfluss auf die zyklische Ausbildung der Evaporitabfolgen (vgl. GOODALL et al. 1992, WARREN 1999). Nur bei einer genügend hohen Permeabilität der Barre kann weiterhin eine Beeinflussung des Laugenspiegels im Becken über die Höhe des Meeresspiegelstandes außerhalb des Beckens gegeben sein. Das jeweils vorhandene hydraulische Gefälle regelt das Einsickern von Meerwasser durch die Barre ins Becken. Nach einer Abkoppelung des Nebenbeckens und einer möglichen Erniedrigung des Laugenspiegels durch Evaporation/Präzipitation („Evaporative Drawdown“, MAIKLEM 1971) genügt jedoch schon ein geringer eustatischer Meeresspiegelanstieg, um die Barre zu überfluten und damit den Wasserspiegel im Becken sehr schnell ansteigen zu lassen (vgl. SMITH 1980, 1992, TUCKER 1991). Es liegt daher nahe, Änderungen des Wasserspiegels im Becken als wesentlichen Steuerungsfaktor für die Entwicklung von Zyklen in marinen Evaporit-Abfolgen anzusehen (SMITH 1980, KENDALL 1992). Klimatische

Faktoren nehmen dabei Einfluss auf die Stärke der Evaporation.

Abgeleitet aus der detaillierten Analyse permischer Evaporit-Laminite des Delaware-Beckens (ANDERSON 1984) und des norddeutschen Zechstein-Hauptbeckens (RICHTER-BERNBURG 1950b, 1985) wird von diesen Autoren hingegen der Einfluss von Meeresspiegeländerungen für die Evaporit sedimentation als eher gering betrachtet. Nach diesen Vorstellungen soll der Zustrom normal-marinen Wassers ins Becken von einem kontinuierlichen Rückfluss durch Evaporation konzentrierter Lauge begleitet sein, die beide in einem fragilen Gleichgewicht stehen und daher empfindlich auf (eustatische) Änderungen des Meeresspiegels reagieren. Um stabile Sedimentationsverhältnisse zu erreichen, sollte der Wasserspiegel im Becken über längere Zeiten annähernd konstant bleiben. Die Fällung von Sulfat wird als eine direkte Folge des klimatischen Einflusses gesehen und über die kausale Kette Sonneneinstrahlung – Temperatur – Evaporation – Konzentrationsänderung gesteuert (ANDERSON 1984). Milankovitch-Modulationen sollen nach diesen Auffassungen die Sulfat sedimentation dahingehend kontrollieren, dass Ablagerungsbeginn und -ende von Evaporit-Laminiten durch den Exzentrizitäts-Zyklus (100.000 a) und Änderungen der Sulfatakkumulationsraten durch den Präzessions-Zyklus (20.000 a) bestimmt werden (ANDERSON 1984). In Zechstein-Anhydriten werden sich regelmäßig wiederholende Schichtungsanomalien in der Aufeinanderfolge der Laminae als eine klimatische Folge in Verbindung mit dem Sonnenfleckenzyklus (Periodendauer ca. 11 Jahre) gesehen (RICHTER-BERNBURG 1950b).

Subsidenz

Neben Meeresspiegeländerungen ist die Subsidenz der Faktor, der entscheidende Veränderungen im Akkommodationsraum bewirken und daher die Entwicklungen von Zyklen mitbeeinflussen kann. Subsidenz wird durch mehrere Faktoren kontrolliert. Die jeweilige Sediment- und Wasserüberlagerung im Becken führt zu isostatischer Subsidenz. Thermo-tektonische Subsidenz wird durch Prozesse in der Kruste und der Mantel-Lithosphäre (z.B. Extension, thermisch induzierte Dichteände-

rungen) gesteuert (EINSELE 1992). Kompaktionsinduzierte Subsidenz liegt bei einer Mächtighkeitsreduktion der abgelagerten Sedimente unter Porositätsverlust vor. Die totale Beckensubsidenz setzt sich aus tektonischer und isostatischer (1D-Konzept) bzw. flexurell-induzierter (2D-, 3D-Konzept) Subsidenz zusammen. Typische Subsidenzraten für phanerozoische passive Plattformränder werden zwischen 20 bis 250 mm/ka (GOLDHAMMER et al. 1987) bzw. mit 50–100 mm/ka (GROTZINGER 1986b), für kratonische Bereiche mit 10–50 mm/ka (GROTZINGER 1986b) angegeben.

Zeitverzögerung (Lag-Time)

Zyklen im flachmarinen Bereich zeigen meist eine ausgeprägte Asymmetrie in der Form, dass gestapelte Abfolgen sub-, inter- und supratidaler Faziestypen vorliegen, die überwiegend durch eine Shallowing-Phase charakterisiert sind. Eine Deepening-Phase ist meist nur untergeordnet an der Basis entwickelt. Bei erneuter Schaffung von Akkommodationsraum (z.B. Überflutung eines trocken gefallen Ablagerungsbereiches) dauert es eine gewisse Zeit (Lag-Time) bis eine günstige Wasser-

tiefe (Lag-Depth) erreicht ist, ab der die Karbonatproduktion wieder anläuft. Bei zu geringer Wassertiefe kann ein ungünstiges, restriktives Milieu für karbonatproduzierende Organismen vorherrschen oder das bereits produzierte Karbonat aus dem Ablagerungsraum durch die Einwirkung von Wellen verfrachtet werden (PRATT et al. 1992). Bei einer autogenetischen Kontrolle der Zyklen bestimmt die Dauer der Zeitverzögerung bei ansonsten gleichen Parametern den Anteil von Shallowing- und Deepening-Phase und damit die Asymmetrie des Zyklus (vgl. READ et al. 1986).

In Evaporit-Zyklen ist eine Lag-Time vergleichbar derjenigen von Karbonaten dann nicht vorhanden, wenn ein Zufluss bereits vorkonzentrierter Lauge in ein evaporitisches Teilbecken stattfindet, sodass gleichzeitig mit oder kurz nach der Transgression bereits Evaporitsedimentation ablaufen kann. Muss jedoch erst noch eine längere Evaporation erfolgen, bevor es zur der Ausfällung von Sulfaten kommt (z.B. bei Zufluss von normal salinem Ozeanwasser), so sollte auch hier eine zeitliche Verzögerung der Sedimentation bei der Interpretation von Zyklen berücksichtigt werden.

5.4.2 Kontrollfaktoren der zyklischen Sedimentation im Zechstein 1

Zeitdauer

Abgeleitet aus radiometrischen und geomagnetischen Daten wird für den gesamten Zechstein eine Zeitdauer von ca. 7 Ma angegeben, wobei für die Werra-Folge ein Zeitraum von ca. 2 Ma angenommen wird (MENNING 1995). Für den durchschnittlich 30 cm mächtigen Kupferschiefer wurde auf der Basis vergleichbar geringer, rezenter Sedimentationsraten (0,5 cm/ka) eine Zeitdauer von 60.000 a abgeschätzt (FÜCHTBAUER 1968). RICHTER-BERNBURG (1985) nimmt für die Dauer seiner Flaseranhydrit-Linienanhydrit-Zyklen (vgl. 5.3.2) auf der Grundlage von Linienauszählungen im norddeutschen Zechstein ein Zeitintervall von 50.000 bis 100.000 a an.

Sedimentationsraten und sedimentäre Eigendynamik

Die Sedimentationsraten der Karbonate und Evaporite im Zechstein 1 sollten mit den aus der Lite-

ratur bekannten Daten vergleichbar sein. Für die siliziklastisch-karbonatischen Mischsedimente der Frankenberg-Schlüchterner Senke kann aufgrund der größeren Mächtigkeiten im Vergleich zu den rein karbonatischen Entwicklungen im zentralen Hessischen Becken und im Spessart auf höhere Sedimentationsraten geschlossen werden. Diese lassen sich durch einen hohen klastischen Eintrag von nahen Festlandsbereichen erklären.

Meeresspiegel

Aufgrund der spätpaläozoischen Vereisung Gondwanas (VEEVERS & POWELL 1987, VISSER 1990) sind im Perm glazio-eustatisch bedingte Meeresspiegelschwankungen möglich. Diese werden auch als Ursache der sedimentären Zyklen im Zechstein des europäischen Beckens angesehen (SMITH 1979, 1980, PERYT 1984, 1989), was jedoch nicht unumstritten ist (vgl. WAGNER 1994).

Der gesamte Zechstein soll einen übergeordneten Transgressions-Regressions-Zyklus 2. Ordnung darstellen (STROHMENGER et al. 1996a, LEYRER et al. 1999). Die angenommene Zeitdauer für den Zechstein 1 mit 2 Ma (MENNING 1995) liegt im Bereich von Zyklen 3. Ordnung (vgl. DUVAL et al. 1992). Im bearbeiteten Intervall der Werra-Folge lassen sich zwei Zyklen 3. Ordnung (bzw. Sequenzen) erkennen (vgl. 6.1.3). Die im Zechsteinkalk ausgebildeten Shallowing-upward Zyklen wie auch die peritidalen Zyklen im A1 können als Zyklen 4./5. Ordnung interpretiert werden. Die Amplituden der Meeresspiegeländerung von Zyklen 3. Ordnung werden im Ca2 Norddeutschlands mit ca. 50 m, von Zyklen 4. Ordnung mit ca. 20 m und von Zyklen 5. Ordnung mit ca. 8 m angenommen (LEYRER et al. 1999). Vergleichbare Werte können auch für die Zyklen im Ca1 und die peritidalen Zyklen im A1 als wahrscheinlich betrachtet werden.

Jedoch können die Salina-Sabkha-Zyklen der F10 nur unter Vorbehalt mit Zyklen 4./5. Ordnung verglichen werden, da während der Evaporitsedimentation die Möglichkeit einer völligen Abkoppelung des europäischen Zechsteinbeckens vom Weltozean bestand, sodass der Einfluss einer eustatischen Kontrolle eventuell für längere Zeit ausgeschaltet war (vgl. 6.1.2). Schon bei einem geringen eustatischen Meeresspiegelanstieg konnte wiederum eine erneute Überflutung des durch eine Barre abgekoppelten Evaporit-Beckens in relativ kurzer Zeitdauer erfolgen (vgl. TUCKER 1991, WARREN 1999).

Verglichen mit der theoretisch zu erwartenden Abfolge, die sich aus der progressiven Evaporation von Meerwasser ergibt, ist im Zechstein 1 das Verhältnis von Anhydrit zu Steinsalz überrepräsentiert (BORCHERT & MUIR 1964, HERRMANN 1981). Als Ursache hierfür kann ein Rückfluss von Lauge aus dem Zechsteinbecken in Frage kommen, bevor die Halitsättigung der Lauge erreicht war (vgl. KENDALL 1992). Eine mögliche Verdünnung der kurz vor der Halitsättigung stehenden Lauge durch einen erneuten Zustrom von Meerwasser ist ebenfalls denkbar. Für das hessische Nebenbecken kann auch ein Laugenzustrom aus dem Norddeutschen Hauptbecken angenommen werden, wobei die einströmende Lösung bereits die Sulfatsättigung nahezu erreicht hatte. Ein solcher Laugenzustrom kann

das ungleiche Sulfat/Halit-Verhältnis ebenfalls erklären und dürfte auch für die Schaffung neuen Akkommodationsraums verantwortlich sein. Unter der Annahme eines Zustromes an vorkonzentrierter Lauge kann die Zeitverzögerung (Lag-Time) für die Sulfatfällung in den Salina-Sabkha-Zyklen als gering eingestuft werden.

Subsidenz

Eine Quantifizierung der einzelnen Kontrollparameter beispielsweise im Zuge einer Subsidenzanalyse wird für den hessischen Zechstein 1 im Rahmen dieser Arbeit nicht angestrebt. In diesem Abschnitt erfolgt lediglich eine kurze Diskussion der einzelnen Subsidenzfaktoren sowie deren mögliche Auswirkungen auf die Zyklen im basalen Z1.

a) Tektonische Subsidenz

Im hessischen Zechsteinbecken können aus den Fazies- und Mächtigkeitsverteilungen der Karbonate und Evaporite auf räumliche und zeitliche Variationen der Subsidenz geschlossen werden. Die weite Verbreitung faziell ähnlicher Ablagerungen, wie der Onkoid- und Pisoid/Stromatolithen-Horizonte (LF8/9) im oberen Teil des Zechsteinkalks, über das gesamte zentrale Hessische Becken und Werra-Becken deuten auf eine nahezu einheitliche Sedimentation unter tektonisch stabilen Bedingungen. Im Übergang vom zentralen Hessischen Becken zu den Beckenrändern (z.B. Bohrung Braunsen) und in der Korbacher Bucht liegt in der Mudstone-Abfolge LF4/5-LF6-LF7 eine ähnliche Shallowing-upward Tendenz wie im zentralen Hessischen Becken vor, jedoch mit 4- bis 5-fach höherer Mächtigkeit. In den höheren Mächtigkeiten spiegelt sich ein Gewinn an Akkommodationsraum wider. Da für die Mudstones ähnliche Ablagerungsbedingungen (gleiche Wassertiefe) sowie vergleichbare Sedimentationsraten anzunehmen sind, lässt sich ein Akkommodationsraumgewinn durch ein differentielles Subsidenzverhalten des Randbereiches erklären. Als mögliche Ursache könnte hierfür eine lokale synsedimentäre, tektonische Subsidenz in Frage kommen.

Im zentralen Hessischen Becken zeigen sich auch während der peritidalen Fazies (F9) und der basalen Evaporitsedimentation im A1 (Salina- und

Sabkha-Fazies, F10) keine Anzeichen für eine synsedimentär strukturell beeinflusste Sedimentation. ZIEGLER (1989) nimmt hingegen an, dass bereits zu Beginn der Evaporit sedimentation von einer räumlich unterschiedlichen tektonischen Subsidenz im Werra-Becken und zentralen Hessischen Becken auszugehen ist. Dies soll zu einer Modifikation der beckenweit übergeordneten und nahezu einheitlichen zyklischen Sedimentation (Salinarzyklen) geführt haben, sodass eine strukturell bedingte Faziesdifferenzierung in den Evaporiten mit einer daraus resultierenden ungleichmäßigen Mächtigkeitsentwicklung entstand. Jedoch lässt sich für das östliche Werra-Becken erst während der Halit-Präzipitation eine regional unterschiedliche tektonische Subsidenz eindeutig nachweisen (SCHARBRODT et al. 1986). Regionale tektonische Subsidenzunterschiede sind mit Beginn der NaCl-Sedimentation auch im westlichen Werra-Becken im Bereich der Treischfelder Schwelle anzunehmen (ZIEGLER 1989). Hier deuten Fazies und Mächtigkeiten des Zechsteinkalks und Unteren Werra-Anhydrits (vgl. KÄDING 1975) zwar bereits auf die Existenz einer wahrscheinlich nur geringfügig reliefierten submarinen Schwelle hin, in deren Umfeld es seit dem Einsetzen der NaCl-Sedimentation zu erheblichen Absenkungen kam. Dies hatte zur Folge, dass NE und SW der Schwelle bis zu 300 m mächtige Steinsalzablagerungen sedimentieren konnten, während direkt auf der Schwelle kein Halit abgelagert wurde (z.B. Bohrung Treischfeld 4, KÄDING 1975, 1978) und zudem auf der Schwelle der Untere Werra-Anhydrit bereichsweise verkarstete (Brg. Treischfeld 1, KÄDING 1975). Synsedimentäre tektonische Aktivitäten sind im Z1 anscheinend weit verbreitet. Im niederländischen Zechstein können beispielsweise synsedimentäre Abschiebungen und laterale Seitenverschiebungen nachgewiesen werden, die zur Bildung von Halbgräben und Gräben führten (GELUK 1997, 1999). Diese sich in seismischen Profilen abzeichnenden Strukturen, wurden durch Z1-Anhydrit und -Steinsalz zusedimentiert und von nachfolgenden jüngeren Zechsteinsedimenten ungestört überlagert. An den Grabenschultern folgt der Untere Werra-Anhydrit stellenweise direkt auf Rotliegend oder Karbon.

b) Isostatische Subsidenz

Die isostatische Subsidenz, hervorgerufen durch die Sedimentaflast sowie durch die überlagernde Wassersäule, kann während der zyklischen Sedimentation im Ca1 und in der peritidalen Fazies des A1 für das zentrale Hessische Becken aufgrund nahezu ähnlicher Mächtigkeiten bei beckenweit einheitlichen Flachwasserbedingungen als relativ gleichmäßig betrachtet werden. Nur in der Frankenberg-Schlüchterner Senke kann durch die hohe klastische Sedimentakkumulation mit einer verstärkten isostatischen Subsidenz gerechnet werden. Im zentralen Hessischen Becken und im Werra-Becken dürfte sich erst im höheren A1 aufgrund der unterschiedlichen Sedimentationsraten der Evaporite in Abhängigkeit zur Bathymetrie auch eine unterschiedliche isostatische Subsidenz bemerkbar machen.

c) Kompaktionsinduzierte Subsidenz

Eine differentielle kompaktionsinduzierte Subsidenz ist für das hessische Zechsteinbecken dahingehend zu berücksichtigen, dass Beckenbereiche mit mächtigen klastischen Rotliegend-Sedimenten im Unterlager, wie das Werra-Becken und die Frankenberg-Schlüchterner Senke, eine andere Kompaktierbarkeit zeigen als der variszisch überprägte, paläozoische Untergrund (Devon, Unterkarbon) im zentralen Hessischen Becken. Eine verschieden starke kompaktionsinduzierte Subsidenz ist auch in Sulfaten aufgrund von Unterschieden in ihrer frühen Zementation vorhanden. Karbonat-Sulfat-Laminite des tieferen Wassers besitzen eine größere Kompaktionsfähigkeit als die bereits synsedimentär zementierten Flachwassersulfate (LANGBEIN 1987, WÄCHTER & DITTRICH 1992). Im hessischen Zechsteinbecken spielen Laminite des tieferen Wassers nur eine untergeordnete Rolle. Zudem ist mit einer signifikanten kompaktionsinduzierten Subsidenz erst bei ausreichender Sedimentüberlagerung, d.h. im Werra-Becken frühestens während der Ablagerung des mächtigen Na1, zu rechnen. Für die zyklische Sedimentation der Evaporite im Liegenden des Na1 muss der Prozess daher als mögliche Ursache zur Bereitstellung neuen Akkommodationsraums angenommen werden.

Siliziklastisch-karbonatische, karbonatische und karbonatisch- evaporitische Abfolgen

Die Shallowing-upward Zyklen im Zechsteinkalk zeigen eine laterale Diskontinuität sowohl in Bezug auf ihre lithologische Ausbildung als auch in ihrer Mächtigkeit. Dies wird vor allem beim Vergleich der siliziklastisch-karbonatischen Abfolgen in der Frankenberg-Schlüchterner Senke mit den karbonatischen/karbonatisch- evaporitischen Abfolgen des zentralen Hessischen Beckens sowie beim Vergleich der karbonatischen Zyklen im zentralen Hessischen Becken/Werra-Becken mit den Ausbildungen am Schiefergebirgsrand deutlich (vgl. 5.1, 5.2.1). Darin spiegelt sich eine regional unterschiedlich starke Überlagerung mehrerer Faktoren wider. Neben einer eustatischen Komponente scheint vor allem an den Randbereichen eine verstärkte Subsidenz gegeben zu sein. Beispielsweise sind auch im englischen Zechstein I die Randbereiche des Beckens durch eine erhöhte Subsidenz gekennzeichnet (SMITH 1980). Allgemein liegt der hauptsächlichste Effekt einer erhöhten Subsidenzrate in der Ausbildung mächtigerer Zyklen (READ et al. 1986). In der Frankenberg-Schlüchterner Senke stellt der hohe klastische Sedimenteintrag zudem eine entscheidende Einflussgröße dar. Die höheren Mächtigkeiten der siliziklastisch-karbonatischen Shallowing-upward Abfolgen im Vergleich zu den rein karbonatischen Abfolgen des Z1 sind offensichtlich im hohen klastischen Input bei einem gleichzeitigen Vorhandensein von genügend Akkommodationsraum (schnell einsinkender Beckenbereich) begründet.

Die Shallowing-upward Zyklen in der peritidalen Fazies sind als Zyklen 4. Ordnung anzusehen, wobei diese wiederum von höherfrequenten Zyklen (5. Ordnung) aufgebaut werden. Die peritidalen Zyklen zeigen ebenfalls eine laterale Diskontinuität bezüglich ihrer lithologischen Ausbildung. Die laterale Korrelierbarkeit der Zyklen spricht sehr stark für eine allogenetische Kontrolle. Für das zentrale Hessische Becken kann eine lokale,

differentielle Subsidenz zu dieser Zeit aufgrund der ähnlich hohen Mächtigkeiten der Shallowing-upward Zyklen nahezu ausgeschlossen werden. Erneuter Akkommodationsraumgewinn durch einen Meeresspiegelanstieg (und evtl. beckenweite Subsidenz) führte zur Entstehung des nächsten Zyklus.

Evaporitische Abfolgen (Salina-Sabkha-Zyklen)

Die Salina-Sabkha-Zyklen sind beckenweit lithologisch gleich ausgebildet und weisen eine extrem gute laterale Kontinuität auf. Jedoch zeigen sich in den Mächtigkeitsentwicklungen auf der Hunsrück-Oberharz-Schwelle und des zentralen Hessischen Beckens im Vergleich zum Werra-Becken erhebliche Unterschiede. Da die Sulfatfällung bevorzugt im Flachwasser abläuft, kann im Becken bei ungünstigen physiko-chemischen Bedingungen der dort bereitstehende Akkommodationsraum nicht voll genutzt werden. Eine Änderung im Akkommodationsraum ist daher nur in Plattformpositionen (zentrales Hessisches Becken, Hunsrück-Oberharz-Schwelle) eindeutig erkennbar. Die Salina-Sabkha-Zyklen lassen sich über die hohen Sedimentationsraten der Evaporite im Flachwasser erklären und sind dadurch in starkem Maße autogenetisch kontrolliert (WARREN 1989, 1999). Die schnelle Verfüllung des Akkommodationsraums führt zur Ausbildung supratidaler Bedingungen, wenn gleichzeitig kein neuer Akkommodationsraum durch Laugenzufluss/Subsidenz geschaffen wird. Bei fortdauernder Evaporation hat dies ein rapides Absinken des Wasserspiegels mit Ausbildung supratidaler Sabkha-Verhältnisse im gesamten Becken zur Folge. Dieser Mechanismus ist als „Evaporative Drawdown“ bekannt (MAIKLEM 1971). Ein neuer Gewinn an Akkommodationsraum zum Erreichen der hohen Mächtigkeiten im zentralen Hessischen Becken konnte vermutlich am einfachsten durch einen Zufluss vorkonzentrierter Lauge erfolgen, der zu einem erneuten Anstieg des Wasserspiegels im Becken führte.

6. Sequenzstratigraphie und Beckenentwicklung

6.1 Sequenzstratigraphie

6.1.1 Theoretische Grundlagen und Definitionen

In der folgenden Einleitung werden wichtige, theoretische Grundlagen und Definitionen zur Sequenzstratigraphie kurz vorgestellt. Detaillierte Ausführungen und weitere Definitionen finden sich in der Arbeiten von VAN WAGONER et al. (1988, 1990) sowie bei EMERY & MYERS (1996).

Ziel von sequenzstratigraphischen Modellen ist die Rekonstruktion der räumlich-geometrischen Architektur von Sedimentabfolgen, die sich als Folge von Änderungen im Akkommodationsraum, d.h. aus dem Zusammenspiel von Variationen des Meeresspiegels, Subsidenz und Sedimentzufuhr ergibt. Die Sequenzstratigraphie interpretiert dabei genetisch verwandte Faziesabfolgen innerhalb eines chronostratigraphischen Rahmens, der durch signifikante Grenzflächen gegeben ist (VAN WAGONER et al. 1990). Die Grenzflächen trennen unter- und überlagernde Schichtabfolgen voneinander und werden als Sequenzgrenzen („sequence boundaries“, SB) bezeichnet. Diese werden, gemessen an geologischen Zeitintervallen, als quasi isochrone Bildungen betrachtet und lassen sich daher zur stratigraphischen Intra- und Interbeckenkorrelation benutzen („global cycle chart“, VAIL et al. 1977, HAQ et al. 1987, 1988).

Als Sequenz wird eine relativ einheitliche Abfolge genetisch miteinander assoziierter Schichtabfolgen bezeichnet, die am Top und an der Basis durch Diskordanzen oder diesen entsprechende (konkordante) Flächen begrenzt ist (MITCHUM et al. 1977). Sequenzen bestehen aus Systems Tracts (s.u.), die wiederum aus Parasequenzen aufgebaut werden. Parasequenzen sind als relativ einheitliche Abfolgen genetisch miteinander verbundener Schichten oder Schichtstapel definiert, die durch marine Überflutungsflächen („marine flooding surfaces“) bzw. deren entsprechenden Schichtflächen begrenzt sind (VAN WAGONER et al. 1990). Während Meeresspiegelvariationen in der Zeit die Grundlage einer globalen Korrelation mittels Meeresspiegelzyklen darstellen („global cycle chart“, VAIL et al. 1977, HAQ et al. 1987, 1988), beschreibt die

Sequenzstratigraphie die idealisierte stratigraphische Architektur von Sedimenten, die während des Zyklus einer Meeresspiegeländerung abgelagert wurden (CARTER 1998). Die Ablagerungssequenzen der Sequenzstratigraphie können dabei als identisch mit Zyklen 3. Ordnung, Parasequenzen als äquivalent zu Zyklen 4./5. Ordnung betrachtet werden (VAIL et al. 1991, DUVAL et al. 1992).

Parasequenzen bilden die fundamentalen sedimentären Einheiten der Sequenzen bzw. der Systems Tracts. Dabei zeigen genetisch miteinander in Bezug stehende Gruppen von Parasequenzen retrogradierende, progradierende oder aggradierende Stapelungsmuster, die unterschiedlichen Systems Tracts zugeordnet werden können (VAN WAGONER et al. 1988, 1990). Diese sind wiederum durch entsprechende Faziesassoziationen und durch eine charakteristische geometrisch-räumliche Position innerhalb der Sequenz gekennzeichnet. Als Systems Tract ist der Verband zeitgleicher Ablagerungssysteme definiert (POSAMENTIER et al. 1988). Systems Tracts werden durch Diskordanzen bzw. die entsprechenden konkordanten Flächen und/oder durch marine Überflutungsflächen begrenzt und bilden dadurch räumlich-geometrisch definierbare Sedimentkörper.

Im Lowstand Systems Tract (LST) erfolgt die Sedimentation während eines Tiefstand des Meeresspiegels hauptsächlich am Schelfhang und im Übergang zum Becken. Wenn die Rate des relativen Meeresspiegelabfalls die Subsidenz übersteigt, kann der relative Meeresspiegel auf eine Position unterhalb der präexistenten Schelfkante („depositional shelf break“) abfallen, sodass es auf dem Schelf zur Ausbildung einer Typ-1 Sequenzgrenze kommt (EMERY & MYERS 1996). Diese ist durch subaerische Exposition, bei geeignetem Klima durch Verkarstung (vgl. HANDFORD & LOUCKS 1993) oder Erosion sowie eine beckenwärtige Verlagerung der Fazies gekennzeichnet (VAN WAGONER et al. 1988). Wenn die Rate des relativen Meeresspiegelabfalls kleiner als die Subsidenzrate ist, liegt die

Küstenlinie während des Tiefstandes des Meeresspiegels oberhalb der präexistente Schelfkante und es resultiert eine Typ-2 Sequenzgrenze. Bei dieser kann es sich um eine nur schwach ausgeprägte Diskordanz oder auch um eine konkordante Sedimentfläche auf dem Schelf handeln, die durch eine Änderung im Stapelungsmuster von Parasequenzen zu erkennen ist (VAN WAGONER et al. 1990). Daraus resultiert auf dem Schelf ein Shelf Margin Systems Tract (SMST) (POSAMENTIER & VAIL 1988), der bei weniger starken Meeresspiegelabfall eine Variante des Lowstand Systems Tract darstellt (CARTER 1998).

Bei einem Anstieg des relativen Meeresspiegels werden die Sedimente des Transgressive Systems Tract (TST) abgelagert. Dabei findet ein Gewinn an Akkommodationsraum statt, da der Anstieg des relativen Meeresspiegels die Sedimentationsrate übersteigt (EMERY & MYERS 1996). Es resultieren aggradierende und retrogradierende Parasequenzfolgen mit einer küstenwärtigen Verlagerung der Fazies. Innerplattformbereiche sind durch gestapelte Parasequenzen aus inter- bis supratidalen Faziestypen charakterisiert, die jeweils ein Shallowing-upward anzeigen (HANDFORD & LOUCKS 1993). Die maximale Rate des Meeresspiegelanstiegs ist im

Transgressive Systems Tract vorzufinden. Dabei kann bei einer herabgesetzten Sedimentationsrate in den Beckenbereichen eine kondensierte Abfolge („condensed section“) aus geringmächtigen, pelagischen oder hemipelagischen, bituminösen Peliten entstehen, die ihre regional weiteste Ausdehnung bei maximaler Transgression zeigt (LOUTIT et al. 1988). Das Ende des Transgressive Systems Tracts erfolgt, wenn der im Zuge der Transgression entstehende Akkommodationsraum durch die Sedimentationsrate ausgeglichen wird und es dabei zur Ausbildung einer maximalen Überflutungsfläche („maximum flooding surface“) kommt (EMERY & MYERS 1996).

Der Highstand Systems Tract (HST) wird während und kurz nach dem Hochstand des relativen Meeresspiegels gebildet und vom unterlagernden Transgressive Systems Tract durch die so genannte „maximum flooding surface“ getrennt (EMERY & MYERS 1996). Die Rate des relativen Meeresspiegelanstiegs nimmt im HST ab und wird im späten HST sogar negativ. Die Sedimentationsrate kann den Anstieg des relativen Meeresspiegels übersteigen, sodass eine Aggradation und Progradation, v.a. im späten HST, von Parasequenzen und Faziesseinheiten stattfindet.

6.1.2 Sequenzstratigraphie in Evaporit-Abfolgen

Für evaporitische Abfolgen existieren nur wenige geeignete sequenzstratigraphische Modellvorstellungen, die das komplexe Zusammenspiel der aus karbonatischen und siliziklastischen Abfolgen bekannten Kontrollfaktoren (Eustasie, Subsidenz, sedimentäre Eigendynamik) mit der in Evaporitbecken anzutreffenden Hydrologie (Laugenverweildauer) sowie den chemo-sedimentären Parametern (Evaporation, Präzipitation) kombinieren. Während für Plattform-Evaporite in karbonatisch-evaporitischen Abfolgen gut ausgearbeitete Modelle bestehen (vgl. HANDFORD & LOUCKS 1993), liegen in beckenweit verbreiteten Evaporitabfolgen („basin wide evaporites“) nur wenige sequenzstratigraphische Interpretationsansätze vor (z.B. TUCKER 1991, WARREN 1999).

Das größte Problem einer sequenzstratigraphischen Interpretation in Evaporitabfolgen liegt darin,

inwieweit relative Meeresspiegeländerungen in der Nachbarschaft des Evaporitbeckens die Sedimententwicklung im isolierten Evaporitbecken überhaupt beeinflussen. Karbonatisch-evaporitische Plattform-Abfolgen sind im Allgemeinen durch Meeresspiegeländerungen kontrolliert und lassen sich daher im herkömmlichen Sinne sequenzstratigraphisch interpretieren. Dort sind beispielsweise geringmächtige Abfolgen von Sabkha-Anhydriten in der Regel im späten HST anzutreffen (vgl. HANDFORD & LOUCKS 1993). Mächtigere, flach subtidale-supratidale Evaporitabfolgen einer Salina-Sabkha-Fazies entstehen auf einer Plattform im TST, wenn beispielsweise ein Meeresspiegelanstieg 3. Ordnung durch einen Meeresspiegelabfall höherer Ordnung überlagert wird (WARREN 1999).

Der Wasser- bzw. Laugenspiegel im Evaporitbecken kann jedoch von den Fluktuationen des Meeresspiegels außerhalb des Beckens völlig entkoppelt sein (vgl. 5.4.1). Dies ist in isolierten Becken mit beckenweit verbreiteten Evaporiten („drawdown basins“) der Fall. Die Höhe des Laugenspiegels, die Art der Evaporit sedimentation und die räumlich-geometrische Anordnung der chemo-sedimentären Abfolgen wird dann durch Klima (Evaporation), Laugenverweildauer (Art des chemischen Präzipitats) und über den Akkommodationsraum

bestimmt (WARREN 1999). Ablagerungsgeometrien in solchen Becken sind daher nur im Bezug zum internen Laugenspiegel im Becken zu deuten, der einen lokalen Baselevel darstellt. Während beispielsweise außerhalb eines durch „Evaporative Drawdown“ charakterisierten Beckens ein (eustatischer) Meeresspiegeltiefstand vorliegen kann, ist es möglich, dass sich im Becken relativ zum becken-internen Laugenspiegel TST- oder auch HST-Geometrien entwickeln (vgl. WARREN 1999).

6.1.3 Sequenzstratigraphie im Zechstein 1

Das hessische Zechsteinbecken nimmt bezogen auf das Norddeutsche Hauptbecken eine Plattformposition ein. Dieser Plattformbereich war während des frühen Zechstein 1 mit Ausnahme der Beckenränder im Westen (Schiefergebirge) und Süden (Spessart – Frankenberg-Schlüchterner Senke) ein relativ gering reliefierter Ablagerungsraum. Daher können nur in wenigen Regionen auf dieser Plattform Profilschnitte erstellt werden, die annähernd einer Plattform-Becken-Geometrie entsprechen und dabei räumlich-geometrische Anordnungen der Faziesabfolgen erkennen lassen, die sich für sequenzstratigraphische Interpretationen eignen. Dies ist zum einen der Profilschnitt vom Spessart zum SE-Teil der Frankenberg-Schlüchterner Senke (Abb. 20) und derjenige vom zentralen Hessischen Becken in das Werra-Becken (Abb. 21). Zusätzlich zu den Profilschnitten wird an sechs Fazieskarten die räumliche Verbreitung der Faziesbereiche im hessischen Zechsteinbecken während der einzelnen Sequenzen dargestellt (Abb. 22, 23). Einen Vergleich verschiedener sequenzstratigraphischer Interpretationen gibt Abb. 24.

Das hessische Zechsteinbecken ist als Plattform des Norddeutschen Hauptbeckens ein Teil der beckenweiten Evaporitabfolge im Z1 des südlichen Permbeckens, das wiederum zeitweise (Evaporit- und Halit sedimentation) vom Weltozean und somit auch von eustatischen Meeresspiegeländerungen abgetrennt war (vgl. 6.1.2). Um dieses Problem einer periodischen Abkoppelung von eustatischen Meeresspiegelschwankungen im sequenzstratigraphischen Modell zu umgehen, wird daher der Wasserspiegel im Norddeutschen Hauptbecken als Bezugshorizont gewählt. Während der marinen Karbonat sedimentation im Ca1 machen sich Wasserspiegeländerungen im Norddeutschen Hauptbecken auch auf der Plattform des hessischen Zechsteins bemerkbar. Diese hydraulische Anbindung ist auch noch während der frühen Anhydrit sedimentation im A1 vorhanden, wie die Korrelation der uminterpretierten zyklischen Anhydritabfolgen aus dem Norddeutschen Hauptbecken mit denjenigen des hessischen Zechsteinbeckens zeigt (vgl. 5.3.2).

6.1.3.1 Zechstein-Sequenz-1 (ZS1)

Zechstein-Sequenzgrenze-1, Lowstand Systems Tract

Die Sequenzgrenze der ZS1 (Zechstein-sequence-boundary-1, ZSB1) wird in Anlehnung an STROHMENGER et al. (1996a) an die Basis des Zechstein-

konglomerats bzw. an die Basis transgressiv aufgearbeiteter Sandsteine des Weissliegenden (vgl. GLENNIE & BULLER 1983) gelegt. Im randlichen hessischen Zechsteinbecken ist kein Lowstand Systems Tract entwickelt, da dieser Ablagerungs-

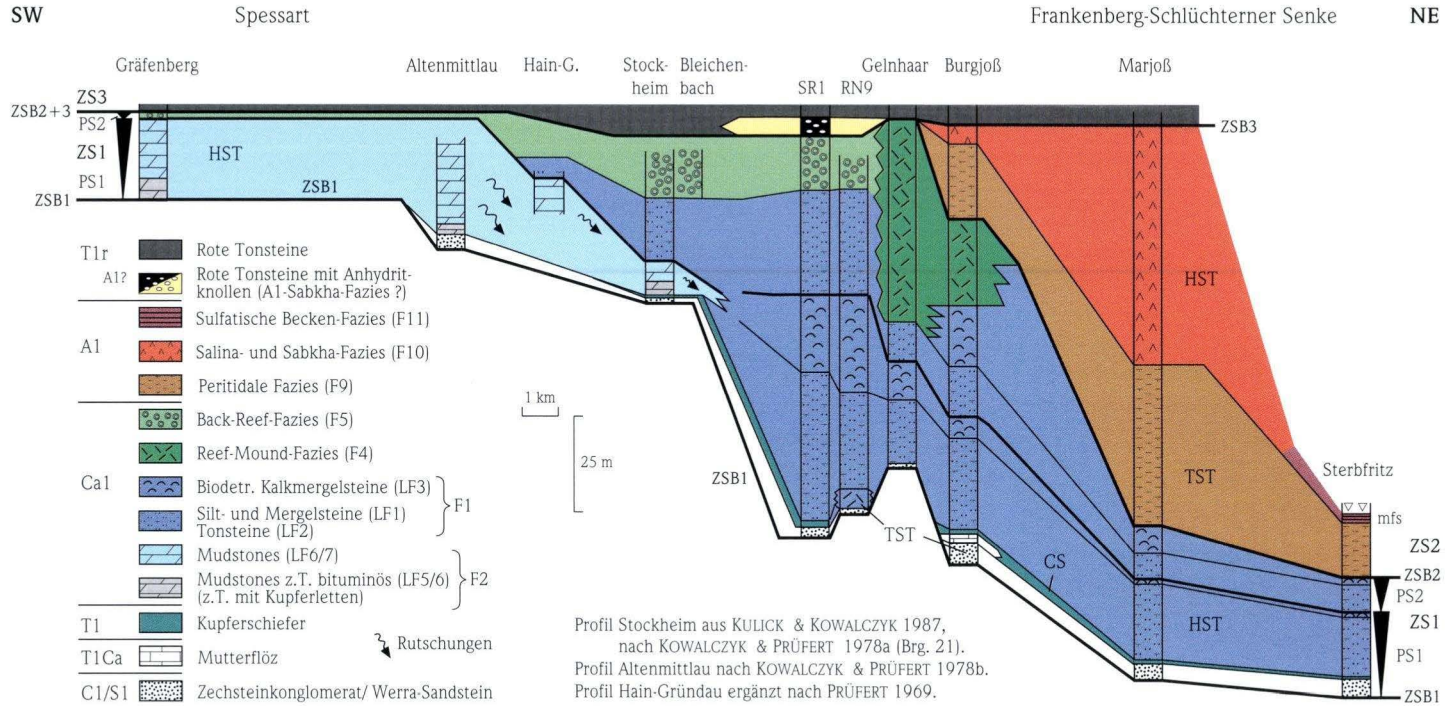


Abb. 20. Zusammengesetzter Profilschnitt vom Spessart zur Frankenberg-Schlüchterner Senke (vgl. Abb. 11) mit fazieller und sequenzstratigraphischer Interpretation.

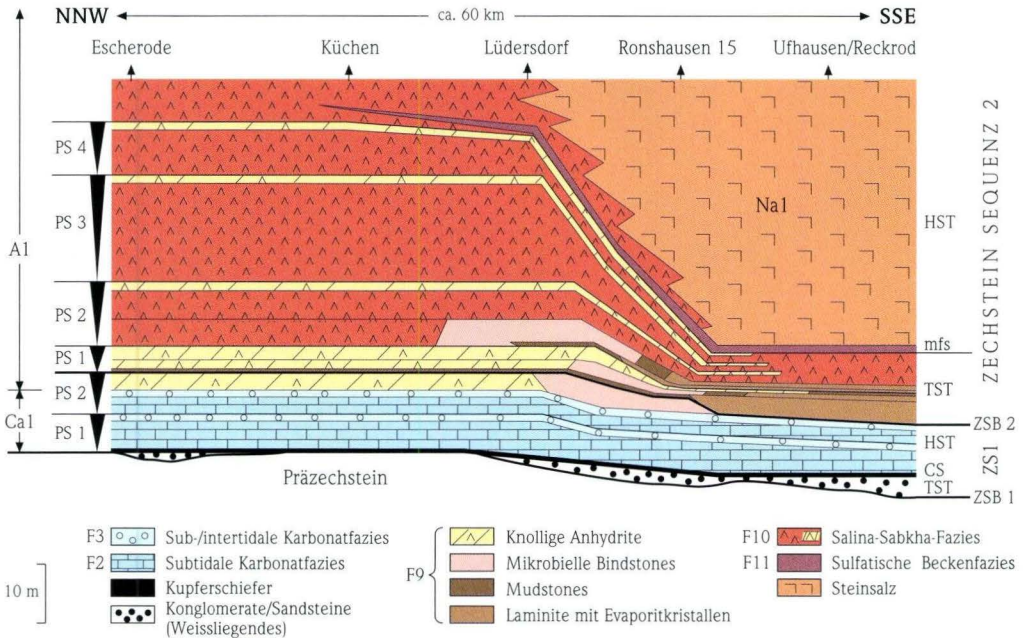


Abb. 21. Schematischer Profilschnitt vom zentralen Hessischen Becken zum Werra-Becken mit sequenzstratigraphischer Interpretation.

raum mehrere 10er km landwärtig der zeitgleichen Plattformkante gelegen hatte, die sich im Übergang zum Norddeutschen Hauptbecken befand.

Transgressive Systems Tract

Der Transgressive Systems Tract wird durch den Werra-Sandstein (S1), das Zechsteinkonglomerat (C1), den Kupferschiefer (T1) und/oder den Productus-Kalk (T1Ca) charakterisiert. Der Kupferschiefer (T1) zeigt beckenweit eine nahezu einheitliche Verbreitung (Abb. 22a). Aufgrund seiner niedrigen Sedimentationsraten (vgl. FÜCHTBAUER 1968) wird er als eine kondensierte Abfolge des TST („condensed section“) bei maximaler Überflutung aufgefasst (ROSS & ROSS 1995, STROHMENGER et al. 1996a). Onlap-Geometrien in den T1-Ablagerungen sind an Hangpositionen submariner Schwellen oder Hochzonen angedeutet (Abb. 20). Dort kann sich der Kupferschiefer zudem mit flachmarinen Karbonaten des Productus-Kalks verzahnen.

Highstand Systems Tract

Die Karbonate des Zechsteinkalks sind überwiegend dem HST zuzurechnen. Die im Ca1/basalen A1 nahezu im gesamten Becken anzutreffenden beiden Shallowing-upward Zyklen 4. Ordnung (vgl. 5.2.1) werden als Parasequenzen (PS1, PS2) interpretiert. Am Harz (PAUL 1986b, 1987) und am Spessart (PRÜFERT 1969, KOWALCZYK & PRÜFERT 1978b) liegen innerhalb der Karbonatabfolge des Ca1 lokale Diskordanzen (Karsthorizonte) vor, die jeweils als Parasequenzgrenze zwischen PS1 und PS2 angesehen werden. In der Frankenberg-Schlüchterner Senke und im übrigen hessischen Zechsteinbecken hingegen ist eine konkordante Sedimentabfolge ausgebildet.

Im frühen HST, der ungefähr mit PS1 gleichgesetzt werden kann, ist die klastisch dominierte Beckenfazies (F1) von der Frankenberg-Schlüchterner Senke bis ins Werra-Becken verbreitet (Abb. 22b). Am nördlichen Vorspessart und im zentralen Hessischen Becken dominieren sub- bis intertidale Flachwasserablagerungen (F2/F3). An den rand-

lichen Bereichen des Rheinischen Schiefergebirges sind klastisch beeinflusste lagunäre Faziesräume (F6, „Stätteberg-Schichten“ im Raum Frankenberg) ausgebildet.

Im späten HST (entspricht den oberen Bereichen der PS2) herrscht in der Frankenberg-Schlüchterner Senke weiterhin die klastisch dominierte Beckenfazies vor. Am nördlichen Vorspessart finden sich die Reef-Mound-Fazies (F4) und die damit assoziierte Back-Reef-Fazies (F5). Im zentralen

Hessischen Becken sind die sub- bis intertidalen Flachwasserabfolgen der F2/F3 entwickelt. Am Schiefergebirgsrand ist überwiegend die Ooid-Shoal-Fazies (F8) vorhanden (Abb. 22c). Am Ende des HST ist das zentrale Hessische Becken eine weit ausgedehnte Sabkha-Landschaft (Abb. 23a). Sabkha-Abfolgen sind durch Progradation gekennzeichnet (SHINN 1983) und auf karbonatisch-evaporitischen Plattformen in geringer Mächtigkeit im späten HST anzutreffen (HANDFORD & LOUCKS 1993).

Abb. 22a.

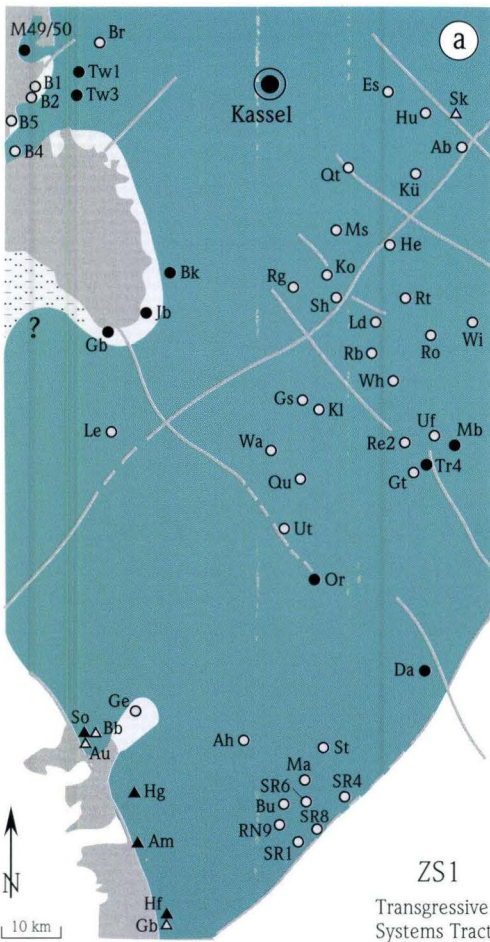


Abb. 22b.

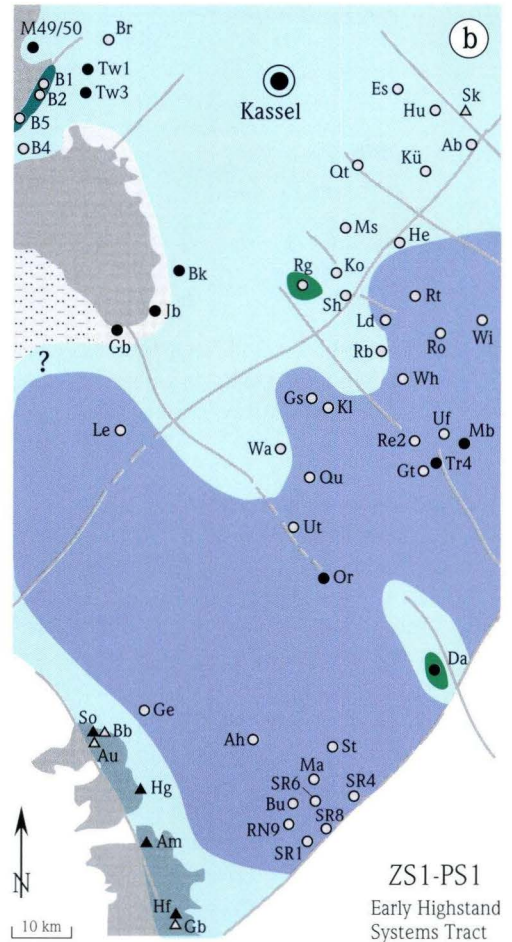


Abb. 22a, b, c. Faziesverteilung im hessischen Zechsteinbecken während der Zechstein-Sequenz-1.

6.1.3.2 Zechstein-Sequenz-2 (ZS2)

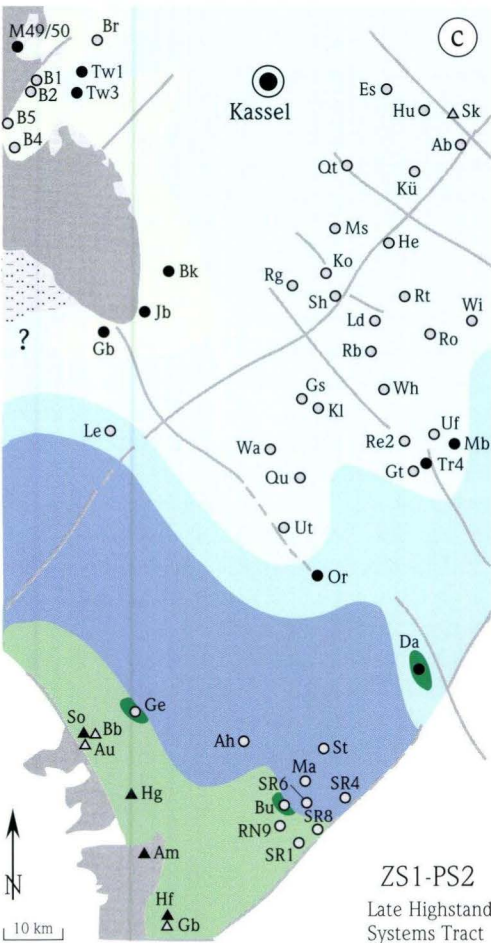
Zechstein-Sequenzgrenze-2

Stabile Kohlenstoff- und Sauerstoff-Isotopendaten aus der Ooid-Shoal-Fazies (F8) am Schiefergebirgsrand belegen eine meteorische Zementation und Diagenese im Zechstein (BECKER & ZEEH 1999, vgl. 7.2.4.3). An den beckenrandlichen Positionen beginnt am Ende der ZS1 eine längere Phase subaerischer Exposition.

Die obersten Bereiche der Reef-Mound-Fazies am Spessart (F4) und der Ooid-Shoal-Fazies (F8) am

Rheinischen Schiefergebirge zeigen Verkarstungserscheinungen. Wie die detaillierte Korrelation von Shallowing-upward Zyklen in der peritidalen Fazies des A1 aus dem Werra-Becken zeigt, fehlen in dessen südwestlichem Teil die basalen Abschnitte des Zyklus-1 (vgl. Abb. 18). Weite Bereiche des hessischen Zechsteinbeckens fielen am Ende der ZS1 trocken. Zwischen ZS1 und ZS2 ist am Spessart, im südlichsten Teil der Frankenberg-Schlüchterner Senke und vom Rheinischen Schiefergebirge bis an

Abb. 22c.



Legende

- F11 Sulfatische Beckenfazies
- F10 Salina- und Sabkha-Fazies
- A1** FO Peritidale Fazies
 - Sabkha-Anhydrite LF22 (Supratidal)
 - Mikrobielle Bindstones LF20 (Intertidal)
 - Salina-Anhydrite LF23 (Flaches Subtidal)
 - Laminite LF21, Mudstones LF6 (Subtidal)
- Ca1**
 - F8 Ooid-Shoal-Fazies
 - F6 Barren- und Lagunen-Fazies
 - F5 Back-Reef-Fazies
 - F4 Reef-Mound-Fazies
 - F3 Sub- bis intertidale Karbonatfazies
 - F2 Subtidale Karbonatfazies
 - F1 Klastische Beckenfazies
- T1**
 - Becken (Kupferschiefer und -mergel)
- Klastische Fazies - Frankenberger Bucht
- Terrestrische Fazies/Subaerische Exposition
- Prä-Zechstein
- ▲ ▲ Aufschluß: bearbeitet/Literaturdaten
- ● Bohrung: bearbeitet/Literaturdaten
- ~~~~ submarine Schwelle (nach KULICK et al. 1984)

den südwestlichen Rand des Werra-Beckens eine Typ-1 Sequenzgrenze (Diskordanz) ausgebildet. Besonders die Kellerwald-Schwelle und die weitere Umgebung des Kellerwaldsporns am Rheinischen Schiefergebirge treten als subaerisch exponierte Regionen in Erscheinung (Abb. 23a). Im nördlichen Bereich des zentralen Hessischen Beckens, im SE-Teil der Frankenberg-Schlüchterner Senke und im überwiegenden Teil des Werra-Beckens liegt bei Fortdauer der marinen Verhältnisse ein konkordanter Übergang („correlative conformity“) zwischen ZS1 und ZS2 vor (s.u.).

Transgressive Systems Tract

Auf der Plattform des hessischen Zechsteinbeckens sind, wie in der ZS1, keine Lowstand Systems Tract Ablagerungen ausgebildet. Der Transgressive Systems Tract wird aus den Abfolgen der peritidalen Fazies (F9) und Salina-Sabkha-Fazies (F10) aufgebaut. Darin sind vier Shallowing-upward Zyklen 4. Ordnung ausgebildet, die als Parasequenzen (PS1 bis PS4) interpretiert werden. In der peritidalen Fazies sind zusätzlich höher frequente Kleinzyklen (5. Ordnung) entwickelt (vgl. 5.2.2).

PS1 setzt am nordwestlichen Rand des Werra-Beckens mit im flachen Subtidal gebildeten Mudstones (LF6) ein, die auf intertidalen, mikrobiellen Bindstones (LF20) lagern (Abb. 18, 21). Im Bereich der Hunsrück-Oberharz-Schwelle und im zentralen Hessischen Becken folgen die Mudstones auf supratidale Sabkha-Evaporite (LF22) und lokal auch auf flach subtidale Salina-Evaporite (LF23). Der Mudstone-Horizont kann vom zentralen Hessischen Becken bis zum Harz (vgl. PÖHLIG 1986) verfolgt werden und zeigt eine neuerliche Überflutung des gegen Ende der ZS1 überwiegend supratidalen Ablagerungsraumes an. Der geringmächtige Mudstone-Horizont wird als marine Überflutungsfläche interpretiert, dessen Basis eine Parasequenzgrenze (bzw. auch eine Sequenzgrenze, ZSB2) darstellt. Im Bereich der Hunsrück-Oberharz-Schwelle ist in den Ablagerungen der F9 (Sabkha-Fazies, lokale Salina-Fazies) ein weiterer Mudstone-Horizont vorhanden, der ebenfalls als eine marine Überflutungsfläche und dort somit als Basis der PS2 aufgefasst werden kann (Abb. 18, 21).

Die Transgression erfolgte von Norden in das hessische Zechsteinbecken über die Unterharz-Schwelle, vermutlich auch über die Unterweser-Senke (vgl. 6.2, Abb. 26). Es ist von einem Zufluss evaporativ vorkonzentrierter Laugen auszugehen. Dies wird dadurch angedeutet, dass sich flachmarine Salina-Bedingungen zuerst im zentralen Hessischen Becken und zu einem späteren Zeitpunkt im Werra-Becken ausbildeten (Abb. 23b). So liegt PS2 im nördlichen Bereich des zentralen Hessischen Beckens bereits als Salina-Sabkha-Zyklus vor (Abb. 17, 21). Der Übergang von peritidaler Sedimentation zu evaporitischen Salina-Bedingungen fand an der Hunsrück-Oberharz-Schwelle und im nördlichen Werra-Becken während der PS2 statt. Im südlichen Werra-Becken war dies erst in der späten PS3 der Fall (Abb. 18). In der Frankenberg-Schlüchterner Senke war der TST weiterhin durch peritidale Bedingungen mit der Sedimentation von karbonatischen Laminiten (LF21) und feinklastischen Sedimenten (LF1/2) charakterisiert (Abb. 20).

Highstand Systems Tract

Die laminierten bituminösen Sulfate und Karbonate der sulfatischen Beckenfazies (F11) wurden im tieferen Wasser abgelagert und belegen die maximale Überflutung („maximum flooding surface“, mfs) während der ZS2 im hessischen Zechsteinbecken. Diese Überflutungsfläche ist besonders deutlich in der Abfolge des A1 im Werra-Becken ausgeprägt (Abb. 21, 23c). Darüberhinaus lässt sie sich in den nördlichen Bereichen des zentralen Hessischen Beckens (Brg. Küchen, Abb. 17) und im Süden bis in den SE-Teil der Frankenberg-Schlüchterner Senke (Brg. Sterbfritz, Abb. 20) verfolgen.

Während der weiteren Anhydrit-/Halit- und Kalisalzsedimentation ist eine Abkoppelung des hessischen Zechsteinbeckens, insbesondere des Werra-Beckens (eventuell durch tektonische Subsidenz, vgl. 5.4.2.) vom Norddeutschen Hauptbecken anzunehmen. Das Werra-Becken kann zu dieser Zeit als „drawdown basin“ aufgefasst werden, das mehrmals vom Norddeutschen Hauptbecken her überflutet wurde (vgl. 6.2). Es ist anzunehmen, dass der beckeninterne Laugenspiegel im hessischen Zechsteinbecken von Wasserspie-

geländerungen des Hauptbeckens zeitweise entkoppelt war. Die sequenzstratigraphischen Interpretationen können sich für dieses stratigraphische Intervall folglich nur auf diesen beckeninternen Laugenspiegel beziehen. Die oberhalb der maximalen Überflutungsfläche anzutreffenden Halit- und Anhydritablagerungen stellen daher lediglich einen regionalen, beckeninternen HST dar.

Zechstein-Sequenzgrenze-3

An randlichen Positionen des hessischen Zechsteinbeckens (Rheinisches Schiefergebirge und Spessart) lagern terrestrische, feinklastische Sedi-

mente des Oberen Werra-Tons (T1r) direkt auf marinen Karbonaten der ZS1. Die im zentralen Hessischen Becken und Werra-Becken typischen Evaporit- und Halitbildungen sind hier nicht entwickelt. Dadurch verdeutlicht sich an den Rändern des hessischen Zechsteinbeckens eine Phase längerer subaerischer Exposition, während gleichzeitig in dessen zentralen Beckenbereichen ZS2 zur Ablagerung kam. An den Rändern fallen die Sequenzgrenzen ZSB2 und ZSB3 zusammen (vgl. Abb. 20). Die auf ZSB3 folgenden Z1-Ablagerungen wurden im Rahmen der vorliegenden Arbeit nicht weiter untersucht.

6.1.4 Vergleich mit anderen sequenzstratigraphischen Interpretationen im Zechstein

Aus dem südlichen Permbecken liegen bereits zwei sequenzstratigraphische Interpretationskonzepte für die klastischen, karbonatischen und evaporitischen Sedimentabfolgen des gesamten Zechsteins vor. TUCKER (1991) entwickelte ein allgemeines Konzept für den östlichen Rand des Zechsteinbeckens in England und der angrenzenden Nordsee. Die Arbeitsgruppe der BEB, Hannover, entwarf ein allgemeines sequenzstratigraphisches Modell für den südlichen Beckenrand im Weser-Ems-Gebiet (STROHMENGER et al. 1996a, STROHMENGER & STRAUSS 1996) und in Südost-Brandenburg (STROHMENGER et al. 1996b, LEYRER et al. 1999) mit dem stratigraphischen Bearbeitungsschwerpunkt im Zechstein 2. Während GOODALL et al. (1992) den gesamten Zechstein als eine Sequenz 3. Ordnung ansehen, interpretieren die beiden oben genannten Modelle den gesamten Zechstein als ein Abfolge, die während eines übergeordneten Meeresspiegelanstiegs und -abfalls abgelagert wurde. In diesem Zyklus 2. Ordnung lassen sich mehrere Ablagerungssequenzen 3. Ordnung erkennen (Abb. 24).

(1) Bei TUCKER (1991) bilden Sandsteine des Oberrotliegend/„Weissliegend“ (Yellow Sands) den Lowstand Systems Tract der ZS1. Bituminöse Laminiten (Marlslate, T1) werden als Transgressive Systems Tract und die Karbonate der Raisby Formation (bioklastische Mud- und Wackestones), die

den unteren Teilen des Ca1 entsprechen, als Highstand Systems Tract interpretiert. Die oberen Bereiche des Ca1 (Ooid-Grainstones und Algen-Bryozoen-Riffe), die als Ford-Formation bezeichnet werden, bauen den Transgressive Systems Tract und Highstand Systems Tract einer zweiten Sequenz auf (ZS2). Eine beckenwärtige Verlagerung der Fazies sowie das lokale Auftreten einer Megabrekzie im Grenzbereich zwischen Raisby- und Ford-Formation, die als Lowstand Wedge angesehen werden kann, lassen es gerechtfertigt erscheinen, im englischen Zechstein eine Sequenzgrenze innerhalb des Ca1 zwischen diesen beiden Formationen zu platzieren. Darüberhinaus ist an anderen Stellen des englischen Zechsteins in vergleichbarer stratigraphischer Position eine markante sedimentäre Diskontinuität ausgebildet, die ebenfalls als Sequenzgrenze aufgefasst werden kann („Hampole Discontinuity“, SMITH 1980). Während am Ende der ZS1 eine Meeresspiegelerniedrigung mit geringer Amplitude zur Ausbildung einer Typ-2 Sequenzgrenze in den meisten Gebieten des englischen Z1 führte, die man auch als Grenze zwischen Parasequenzen deuten könnte, kam es gegen Ende der ZS2 zu einem stärkeren Meeresspiegelabfall und zur Verkarstung der Karbonate (Typ-1 Sequenzgrenze). Die Evaporite des Hartlepool Anhydrite (= A1) werden als Lowstand Systems Tract der dritten Sequenz (ZS3) aufgefasst, die der

Abb. 23a.

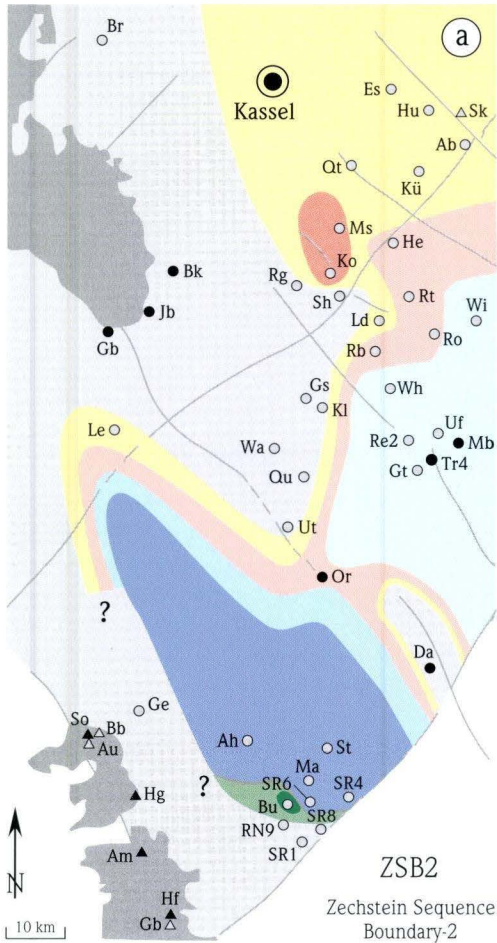
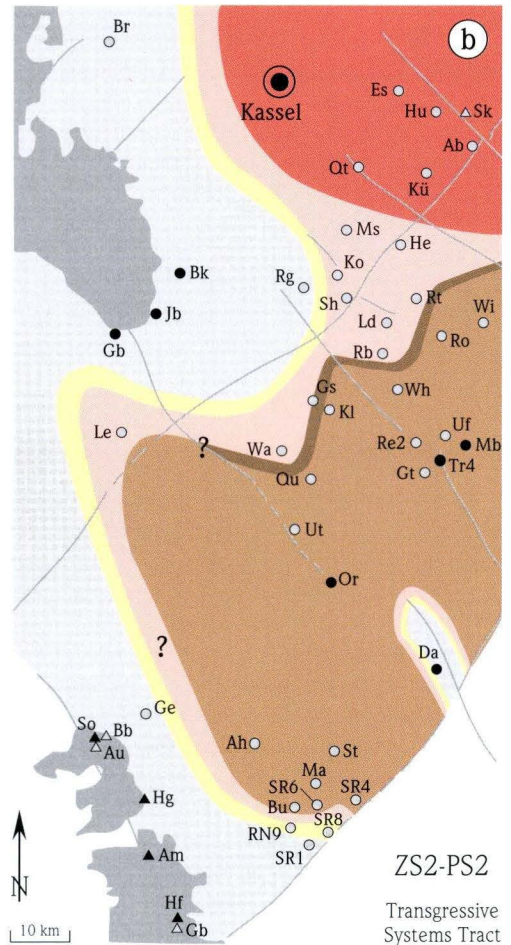


Abb. 23b.



Roker Dolomite bzw. Concretionary Limestone (Ca2) als Highstand Systems Tract abschließt. Auch in den Sequenzen des höheren Zechsteins werden im Tucker-Modell Evaporit- und Halit-Ablagerungen überwiegend dem LST zugeordnet, während Karbonate generell als TST/HST-Bildungen eingestuft werden.

(2) Für die ZS1 ist das sequenzstratigraphische Modell der BEB-Arbeitsgruppe (STROHMENGER et al. 1996a, b, STROHMENGER & STRAUSS 1996, LEYRER et al. 1999) demjenigen von TUCKER (1991) nahezu konform. Der Kupferschiefer (T1) wird im BEB-Modell als eine „condensed section“ näher charakteri-

siert. Abgeleitet aus dem Vorkommen eines lokalen Karsthorizonts innerhalb der Ca1-Abfolge am Harz (PAUL 1986b, 1987), der einer Sequenzgrenze entsprechen soll, werden auch hier im Ca1 zwei Sequenzen ausgehalten. Der Teil des Ca1 unterhalb der Sequenzgrenze wird als HST interpretiert. An Plattformhang- und in Beckenpositionen sollen geringmächtige Einschaltungen flachmariner Karbonate in laminierte Mudstones im oberen Teil des Ca1 die Lowstand Systems Tract Ablagerungen der ZS2 repräsentieren. Geringmächtige, peritidale Karbonate des Ca1 auf der Schwellenposition am Harz werden dem Transgressive Systems Tract der

Abb. 23c.

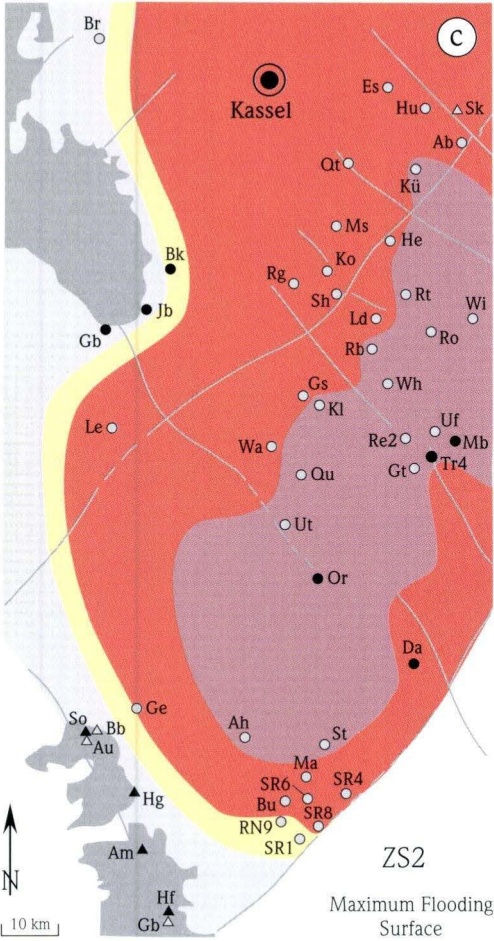


Abb. 23a, b, c. Faziesverteilung im hessischen Zechsteinbecken während der Zechstein-Sequenz-2. Legende siehe Abb. 22.

ZS2 zugerechnet. Eine wesentliche Differenz zum Tucker-Modelle besteht in der unterschiedlichen oberen Begrenzung der Zechstein-Sequenz-2 und damit verbunden einer anderen sequenzstratigraphischen Einstufung der Evaporite im A1. Der Untere Werra-Anhydrit wie auch das darin eingeschaltete Steinsalz werden im Gegensatz zum Tucker-Modell als Ablagerungen eines Highstand Systems Tract aufgefasst. Die Sulfate des A1 oberhalb der Halit-Einlagerungen werden als LST der dritten Zechsteinsequenz gedeutet. Die Karbonate des darauf folgenden Hauptdolomits (Ca₂) werden in den TST und HST der ZS3 gestellt (Abb. 24).

(3) Die eigene sequenzstratigraphische Interpretation der basalen Zechstein-Ablagerungen im randlichen hessischen Zechsteinbecken lehnt sich an das BEB-Modell an, unterscheidet sich jedoch von diesem hinsichtlich der Positionierung der Zechstein-Sequenzgrenze-2 (ZSB2). Die Karsthoriizonte innerhalb der Ca1-Karbonate an der beckenrandlichen Position am Spessart (PRÜFERT 1969, KOWALCZYK & PRÜFERT 1978b) und auf der Schwellenlage am Harz (PAUL 1986b, 1987) werden als Folge eines nur geringen Abfalls des Meeresspiegels im hessischen Zechsteinbecken interpretiert (Parasequenzgrenze). Erst am Ende des Zechsteinkalks

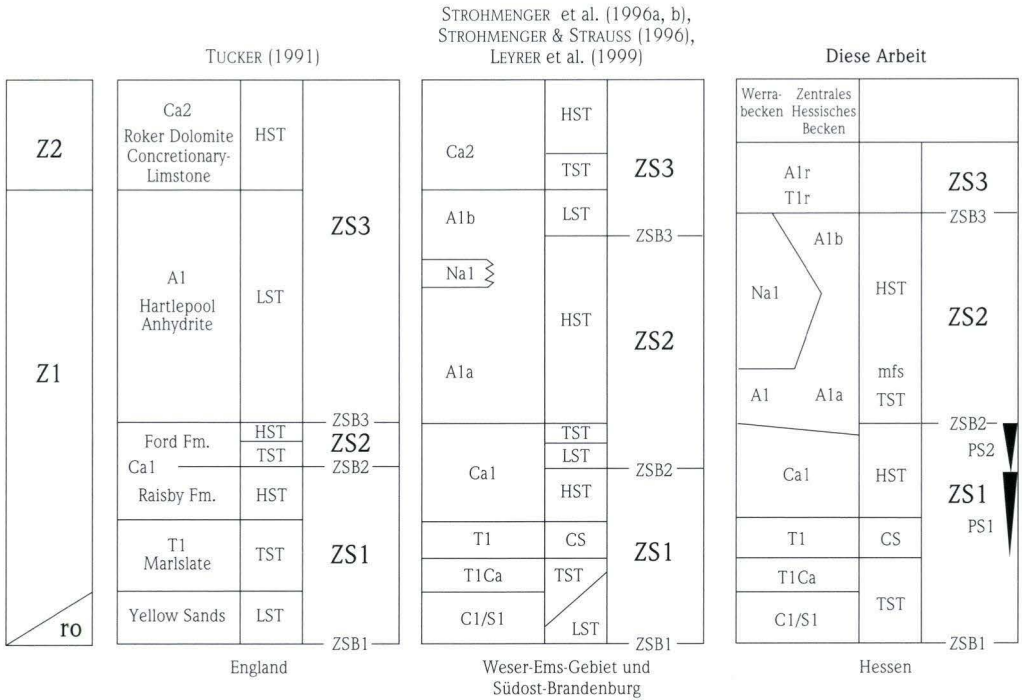


Abb. 24. Vergleich sequenzstratigraphischer Interpretationen im Zechstein 1.

fielen weite Bereiche des randlichen hessischen Zechsteinbeckens trocken. Für ein sequenzstratigraphisches Modell des basalen Zechsteins scheint es folglich eher gerechtfertigt, die Sequenzgrenze der ZS1 an den beckenrandlichen Positionen an das Top des Ca1 und in den zentralen Beckenbereichen in den basalen A1 zu legen (vgl. 6.1.3.2). Die im Zechsteinkalk sich wiederholenden Shallowing-upward Abfolgen sind damit jeweils als Parasequenzen einzustufen.

Aufgrund der in isolierten Evaporitbecken möglichen Entkoppelung von salinärer Sedimentation und eustatischen Meeresspiegelvariationen (vgl. 6.1.2) können beckenweite sequenzstratigraphische Interpretationen in solchen Sedimentserien nur mit Einschränkungen vorgenommen werden.

In den einzelnen Teilbereichen eines größeren Evaporitbeckens ist eine Beschreibung der räumlich-geometrischen Anordnung von Faziesabfolgen nach sequenzstratigraphischen Prinzipien dennoch möglich. Die Evaporite des A1 oberhalb der maximalen Überflutungsfläche im Hessischen Becken wie auch die Steinsalz-Ablagerungen im Werra-Becken werden hier als das Ergebnis eines beckeninternen, lokalen HST aufgefasst (vgl. 6.1.3.2). In anderen Regionen des Zechsteinbeckens können bedingt durch eine unterschiedlich sedimentäre/strukturelle Entwicklung ohne weiteres auch andere geometrische Positionen der Z1-Evaporite innerhalb der Sedimentabfolge vorliegen (z.B. im LST des englischen Z1, TUCKER 1991).

6.2 Beckenentwicklung

Zur sedimentologischen und strukturellen Entwicklung des hessischen Zechsteinbeckens gibt es unterschiedliche genetische Modellvorstellungen. Insbesondere die Voraussetzungen zur Bildung der mächtigen Salinarabfolgen im Z1 des Werra-Beckens werden konträr diskutiert. Es herrschen dabei zwei grundlegend verschiedene Ansichten vor.

(1) Das Hessische Becken war zu Beginn des Zechsteins ein präformiertes Becken, das durch Sedimente sukzessive aufgefüllt wurde (RICHTER-BERNBURG 1955a, 1985, KULICK et al. 1984). Das salinare Werra-Becken entsprach dabei einem Tiefwasser-Becken (vgl. BORCHERT & MUIR 1964, SCHMALZ 1969), das eine tiefe Einsenkung innerhalb des Hessischen Beckens bildete.

(2) Das randliche hessische Zechsteinbecken war im Z1 ein Plattformbereich, auf dem Flachwasserbedingungen bei der Evaporitsedimentation vorherrschten. Räumliche und zeitliche Variationen in der Subsidenz sind für die Mächtigkeiten und Faziesverteilungen der evaporitischen Sedimentabfolgen verantwortlich (ZIEGLER 1989). Eine regional differentielle Subsidenz während der Evaporit- und Halitsedimentation im Zechstein 1 wird auch aus anderen Bereichen des Zechsteinbeckens beschrieben (vgl. ROCKEL & ZIEGENHARDT 1979, SCHARBRODT et al. 1986, PERTY 1994, WAGNER 1994, GELUK et al. 1997, GELUK 1999).

Die fazielle Analyse der Z1-Karbonate und -Sulfate unterhalb der mächtigen Halitablagerungen, das Erkennen und die Korrelation sedimentärer Zyklen innerhalb der Evaporitabfolge und das daraus entwickelte sequenzstratigraphische Modell ermöglichen es, die Beckenentwicklung im hessischen Zechsteinbecken in der Werra-Folge wesentlich detaillierter als bisher zu erfassen:

Das Hessische Becken war zur Zeit des Oberrotliegend in sich durch Schwellen und Senken gegliedert (KULICK et al. 1984), wobei eine Verfüllung der Senken mit klastischen Sedimenten erfolgte. Dies führte zu einem allmählichen Reliefausgleich zwischen Schwellen- und Senkenbereichen (KOWALCZYK 1983). Bei der marinen Überflutung im

TST/HST der ZS1 (Kupferschiefer und Zechsteinkalk) war die aus dem Oberrotliegend bekannte morphologische Gliederung somit nur noch in abgeschwächter Form vorhanden. Während im Oberrotliegend die mächtigsten Abfolgen in den internen Senken des Beckens abgelagert wurden, fand im Zechsteinkalk die Sedimentation verstärkt an den Beckenrändern statt.

Im untersuchten Bereich des hessischen Zechsteinbeckens sind im Zechsteinkalk paläogeographisch vier regionale Ablagerungsräume zu unterscheiden: (1) Spessart (2) Frankenberg-Schlüchterner Senke (3) zentrales Hessisches Becken (inklusive Werra-Becken) und (4) Schiefergebirgsrand mit Korbacher Bucht. Im Übergang vom Spessart zum SE-Teil der Frankenberg-Schlüchterner Senke zeigen sich dabei die größten Relief- und Fazies-Unterschiede im Arbeitsgebiet. Während auf der Hochzone des Spessarts Flachwasserkarbonate sedimentierten, herrschte in der Frankenberg-Schlüchterner Senke eine stark klastisch dominierte Sedimentation vor. Die größeren Mächtigkeiten des Ca1 in den randlichen Ablagerungsräumen Frankenberg-Schlüchterner Senke und Korbacher Bucht sind vermutlich durch eine differentielle Subsidenz zu erklären, die den nötigen Akkommodationsraum bereitstellte (vgl. 5.4.2). Im zentralen Hessischen Becken und im Werra-Becken kam eine über weite Bereiche nahezu einheitlich ausgebildete, geringmächtige Karbonatabfolge zur Ablagerung. Geringe bathymetrische Unterschiede dokumentieren sich in den Karbonattexturen. Zementkrusten mit Dripstone-Morphologie und vadose Pisoide (Typ-2) belegen für den Bereich der Hunsrück-Oberharz-Schwelle ein marin-vadoses Milieu und somit weiterhin eine topographisch geringfügig höhere Position im Vergleich zum Werra-Becken und zum übrigen zentralen Hessischen Becken (vgl. 4.3.3). Die Entwicklung der Reef-Mound-Fazies ist ebenfalls an Untiefen gebunden. Die regional über größere Bereiche fast einheitliche Ca1-Ausbildung im zentralen Hessischen Becken und im Werra-Becken deutet auf nahezu uniforme Sedimentationsverhältnisse bei einer gleichförmigen Subsidenz hin.

Am Ende der ZS1 fielen weite Bereiche des hessischen Zechsteinbeckens trocken. Die nachfolgende Sedimentation in der ZS2 konzentrierte sich im Wesentlichen auf das zentrale Hessische Becken, Werra-Becken und den SE-Teil der Frankenberg-Schlüchterner Senke. Während der frühen Evaporitsedimentation herrschten peritidale Sedimentationsbedingungen vor, wobei ein nur schwach ausgeprägtes Relief zwischen dem zentralen Hessischen Becken und dem Werra-Becken ausgebildet war. Dies verdeutlicht, dass das Werra-Becken keine präformierte, tiefe morphologische Struktur darstellte, die sukzessive durch Evaporit- und Steinsalzablagerungen ausgefüllt wurde. Die Evaporite und Halite im zentralen Hessischen Becken und im Werra-Becken können somit nicht dem Tiefbecken-Modell (vgl. SCHMALZ 1969, KENDALL 1992) zugeordnet werden (s.o.). Andere Faktoren als ein einfaches sedimentäres Auffüllen einer präexistenten Hohlform durch zyklische Evaporations- und Ausfällungsprozesse müssen daher in Betracht gezogen werden.

Um die hohen Mächtigkeiten an Sulfat- und Steinsalzablagerungen zu erreichen, müssen mehrere Faktoren berücksichtigt werden: (1) Die Sulfatsedimentation ist im hohen Maße autozyklisch kontrolliert. Die hohen Sedimentationsraten der Sulfate bedingen dabei ein schnelles Verfüllen des zur Verfügung stehenden Akkommodationsraums (WARREN 1989). (2) Die Sulfatsedimentation wird hauptsächlich durch die Wassertiefe bzw. -temperatur bestimmt. Die besten physiko-chemischen Bedingungen zur Sulfatfällung finden sich im Flachwasser, während im tieferen Wasser die Sulfatfällung nur langsam abläuft. Kleinere Differenzen in der Wassertiefe bedingen somit eine verschieden starke Evaporit-Akkumulation mit unterschiedlichen Mächtigkeiten. Dadurch nimmt die Differenz in der Wassertiefe weiterhin zu und es kommt schließlich zur Ausbildung charakteristischer Evaporitfazies-Typen (z.B. mosaikartige Anhydrite, Linienanhydrite), die durch unterschiedlich hohe Sedimentationsraten gekennzeichnet sind (vgl. RICHTER-BERNBURG 1985). (3) Ein über längere Zeiten andauernder, kontinuierlicher Zufluss konzentrierter Lauge ins Becken, die bereits die Sulfatsättigung, jedoch noch nicht die Halitsättigung erreicht

hat, führt zur Entstehung des nötigen Akkommodationsraums für die Akkumulation der Evaporite. Die Sedimentation der Sulfate kann somit ohne eine größere Zeitverzögerung (Lag-Time) einsetzen. (4) Die Laugenverweildauer im Becken muss lange genug andauern, damit die Halitsättigung erreicht wird. (5) Weiterhin spielen Subsidenzunterschiede eine wichtige Rolle.

Zur Erklärung der Verteilung, Mächtigkeit und Ausbildung der Evaporit- und Halitsedimente im hessischen Zechsteinbecken kann unter Berücksichtigung der oben genannten Faktoren ein Modell zur Beckenentwicklung im höheren Z1 vorgestellt werden: Die Evaporitsedimentation begann im flachen Wasser in einem peritidalen Ablagerungsbereich, der durch ein geringes Relief gekennzeichnet war. Während des Transgressive System Tracts der ZS2 erfolgte über eine bestimmte Zeitspanne ein Zustrom vorkonzentrierter, vermutlich nahezu sulfatgesättigter Laugen von außerhalb in das hessische Zechsteinbecken, was zur Bereitstellung von genügend Akkommodationsraum für die Evaporitsedimentation führte. Dieser wurde im Flachwasser bei entsprechend günstigen physiko-chemischen Bedingungen für die Sulfatfällung von den Evaporiten rasch aufgefüllt, sodass es dort zu supratidalen Bedingungen kam, wenn die Sedimentationsraten der Evaporite den Akkommodationsraumgewinn durch Laugenzufluss überstiegen. Flachwasserhältnisse waren vor allem im zentralen Hessischen Becken gegeben. Im etwas tieferen Wasser des Werra-Beckens fand bei ungünstigeren physiko-chemischen Bedingungen die Sedimentation der Evaporite nur in geringerem Maße statt. Bei einem Ausbleiben eines neuerlichen Laugenzuflusses konnte es auch dort im Zuge eines „Evaporative Drawdown“ zur Entstehung supratidaler Sabkha-Sedimente kommen. Die unterschiedliche Akkumulation von Evaporiten im zentralen Hessischen Becken und im Werra-Becken führte dazu, dass das zu Beginn der Evaporitsedimentation vorhandene, lediglich schwach ausgeprägte Relief mit jedem neuen Salina-Sabkha-Zyklus verstärkt wurde und sich dadurch allmählich eine topographische Struktur herausbilden konnte (vgl. Abb. 21, 25).

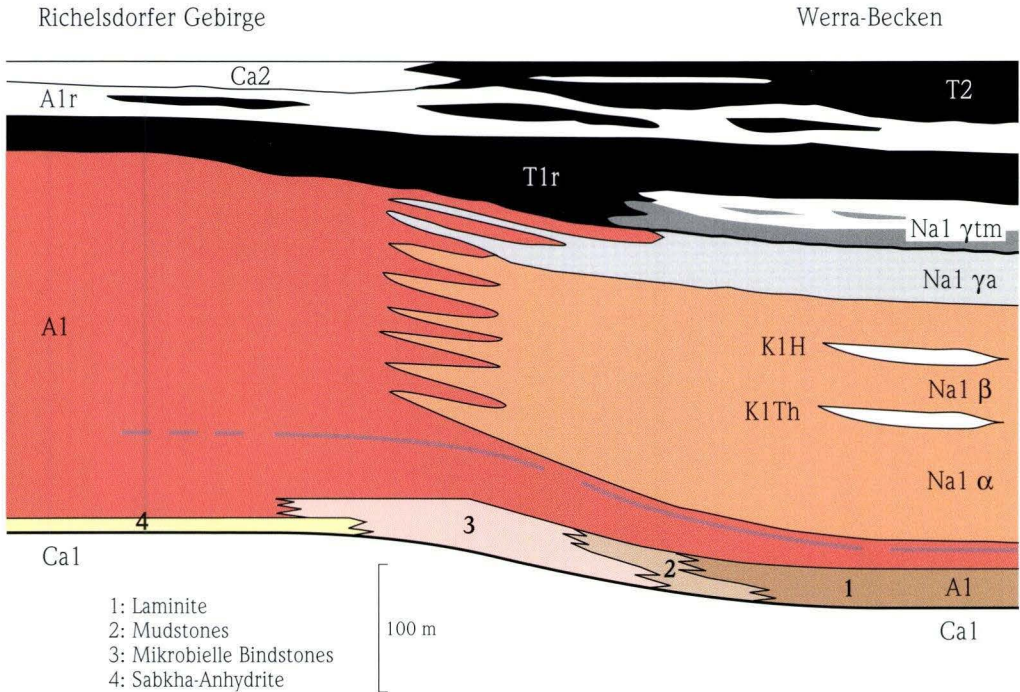


Abb. 25. Idealisierter Profilschnitt vom Richelsdorfer Gebirge zum Werra-Becken in den Evaporiten der Werra-Folge (verändert und ergänzt nach KULICK 1987b).

In dieser topographischen Hohlform konnte es schließlich zur Ablagerung von Steinsalz kommen. Das ungleiche Verhältnis von Sulfaten zu Steinsalz im hessischen Zechstein 1 im Vergleich zum theoretisch zu erwartenden Mengenverhältnis bei einer progressiven Eindampfung eines Laugenkörpers (BORCHERT & MUIR 1964, HERRMANN 1981) kann sowohl über einen Laugenrückfluss aus dem hessischen Zechsteinbecken in das Norddeutsche Hauptbecken als auch mittels des Zuflusses weniger stark konzentrierter Lauge aus dem Norddeutschen Hauptbecken erklärt werden (Verdünnungseffekt, vgl. 5.4.2). Die Ausfällung von Gips ist bei einer variablen Laugenkonzentration möglich, die zwischen dem 4- bis 11-fachen Eindampfungsgrad von Meerwasser schwanken kann (WARREN 1997). Dies legt nahe, dass die Gips sedimentation bei einem ständigen Laugennachfluss ablaufen kann,

ohne dass die nachströmende Lauge notwendigerweise den Konzentrationsgrad der Lauge im Becken erreicht haben muss. Die Halitfällung hingegen ist erst ab einer 11-fachen Meerwasserkonzentration (WARREN 1997) möglich und wird stark vom Laugennachfluss ins Becken bestimmt (BORCHERT & MUIR 1964). Erst wenn es zu keinem neuen Nachschub halituntersättigter Lauge bzw. zu keinem Rückfluss von hoch konzentrierter Lauge aus dem Becken kommt, kann die Halitsättigung durch progressive Eindampfung erreicht werden.

Die Halitsedimentation im Werra-Becken setzte erst nach einer maximalen Überflutung des hessischen Zechsteinbeckens im HST der ZS2 ein (vgl. 6.1.3.2). Das Werra-Becken lag in einiger Entfernung zu möglichen Bereichen für Laugenzuflüsse ins Hessische Becken, die sich nahe der Unterhartz-Schwelle (RICHTER-BERNBURG 1985) und auch ver-

mutlich an der Unterweser-Senke befanden (Abb. 26). Der Laugenzufluss ins Werra-Becken lief überwiegend über die Unterharz-Schwelle ab. Bis zum Erreichen des Werra-Beckens war eine genügend lange Verweildauer der Lauge gegeben, sodass es schließlich zur Halitsaturation kommen konnte. Weiterhin diente die zuvor aus der unterschiedlichen Evaporitakkumulation entstandene topographische Hohlform im Werra-Becken als Falle für absinkende dichtere Halitlaugen. Eine zeitweise Abkopplung des hessischen Nebenbeckens vom

Hauptbecken ist während der Halit- und insbesondere während der Kalisalzbildung anzunehmen, damit die nötigen Konzentrationen der Laugen durch progressive Eindampfung erreicht werden konnten.

Die Präzipitation von Steinsalz und auch Kalisalzen war dabei im Wesentlichen auf das Werra-Becken beschränkt. An den Randbereichen des Werra-Beckens und im zentralen Hessischen Becken entwickelten sich mächtige aggradierende Abfolgen aus Flachwasser-Sulfaten. Am Rand des Werra-

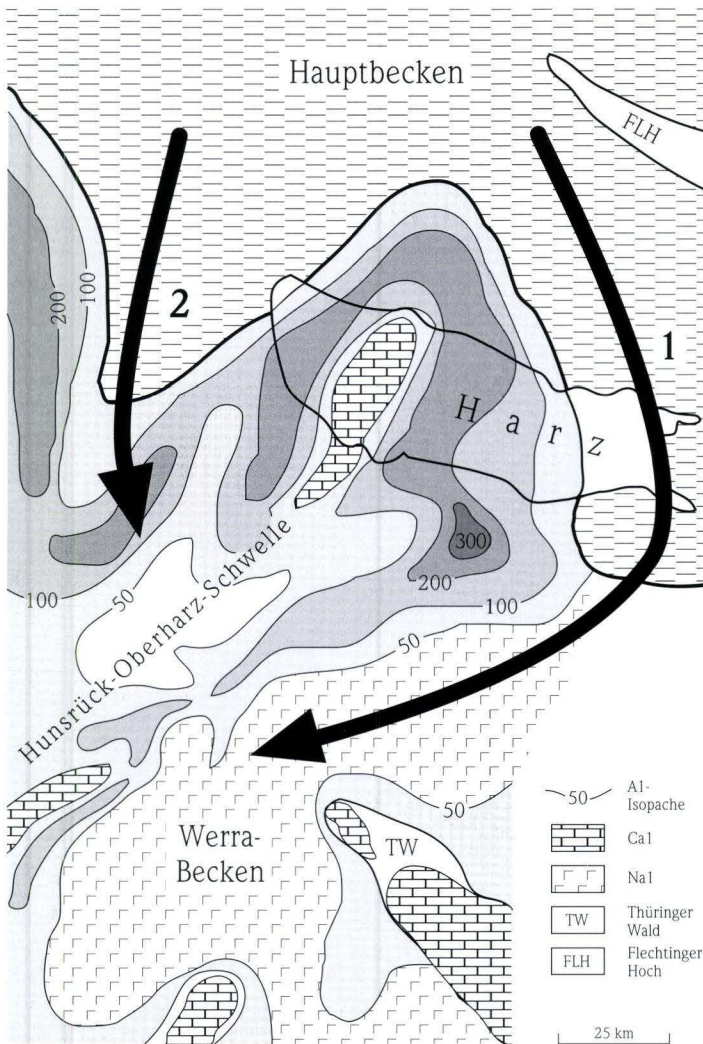


Abb. 26. Laugenzuflüsse über die Unterharz-Schwelle (1) in das Werra-Becken und über die Unterweser-Senke (2) in das zentrale Hessische Becken während des höheren Al und im NaI (Isopachenkarte verändert nach RICHTER-BERNBURG 1985).

Beckens sind in diesem Intervall in einigen Bohrungen dm-mächtige Abschnitte vorhanden, die aus Gips, Thenardit und Mirabilit bestehen (vgl. 3.3.1). Diese können als Indikatoren für höher salinare Bedingungen während der Sulfatsedimentation betrachtet werden und deuten eine annähernd gleichzeitige Sedimentation von Sulfaten und Chloriden an.

Dieses fazielle Nebeneinander von Sulfat- und Salzausfällung fand im Z1 des Hessischen Beckens bei anfänglich großen Wassertiefen statt. KENDALL (1988) gibt jedoch zu bedenken, dass die Ausfällung verschiedener evaporitischer Mineralphasen bei großen Wassertiefen nicht möglich sei. Die ungleichen Dichten der an unterschiedlich gut löslichen Evaporitmineralen angereicherten Laugen sollen zu einem hydraulischen Gefälle zwischen den Lösungen und schließlich zu deren Vermischung führen, was die Ausbildung eines nahezu homogenen Laugenkörpers zur Folge hat. Geht man jedoch ursprünglich von lediglich einem, sich progressiv entwickelnden Laugenkörper aus, so kann nach der Sulfatfällung im flacheren Wasser der randlichen Beckenbereiche bei einer genügend langen Verweildauer der Lauge die Halitsättigung erreicht werden. Die damit verbundene Erhöhung der Dichte führt zur Abwanderung der Lauge in topographisch tiefer liegende Areale (vgl. RICHTER-BERNBURG 1955a). Es kann schließlich zur Ausbildung einer pyknoklinen Schichtung zwischen basaler Halit-Lauge und darüberliegender Sulfat-Lösung kommen (vgl. HOVORKA 1989). Die stabile Schichtung wird dann aufgehoben, wenn neue, hoch konzentrierte NaCl-Lauge in die tieferen Beckenareale absinkt. Da Evaporation nur an der Wasseroberfläche stattfindet, musste ein ständiger Nachschub von Halit gesättigter Lauge erfolgen.

Die im vorliegenden Modell geäußerten Vorstellungen zur Evaporit- und Halitsedimentation im hessischen Zechsteinbecken entsprechen im Wesentlichen dem Prinzip des Saturations-Schelfes bzw. Flachschelf-Salinars (RICHTER-BERNBURG 1955a, 1985) kombiniert mit dem Vorhandensein von Salzfallen, die gewöhnlich im Tiefschelf-Salinarmodell auftreten (RICHTER-BERNBURG 1955a, 1985). Die Salzfall des Werra-Beckens wurde dabei erst durch die unterschiedlich intensive Evaporitakku-

mulation, die vor der Halitsedimentation abließ, selbst geschaffen. Es war somit kein übertieferer Beckenbereich vor der Sedimentation der Evaporite und der Halite gegeben. Für das Werra-Becken kann somit nicht das herkömmliche Tiefwasser-Modell (SCHMALZ 1969) bzw. „Deep Water-Deep Basin-Modell“ (KENDALL 1992) angewandt werden. Die Evaporit-Sedimentation im Hessischen Becken begann unter Flachwasserbedingungen. Im Bereich des Werra-Beckens stellten sich erst im Laufe der Evaporitsedimentation allmählich tiefere Wasserbedingungen ein. Die Steinsalzsedimentation hingegen fand im tieferen Wasser statt (vgl. KÜHN 1953). Eine vergleichbare Modellvorstellung für evaporitische Abfolgen mit einer anfänglichen Sedimentation der Evaporite im flachen Wasser und der anschließenden Fällung der Halite im tieferen Wasser wurde bereits allgemein von PANNEKOEK (1965) postuliert und wird beispielsweise auch für den polnischen Z1 angenommen (WAGNER 1994).

Das Evaporit-Sedimentationsmodell für das Werra-Becken kann als „Selbstorganisations-Modell“ bezeichnet werden (BECKER & BECHSTÄDT 2000) und liegt genetisch zwischen dem aus anderen Evaporitabfolgen bekannten „Shallow Water-Shallow Basin-“ und „Deep Water-Deep Basin-Modell“ (vgl. KENDALL 1992), wobei die Tiefwasserverhältnisse während der Halitsedimentation durch die vorausgehende Evaporitsedimentation wesentlich mitverursacht wurden. Dieses Modell zur Beckenentwicklung geht im Wesentlichen von der Schaffung neuen Akkommodationsraums durch Laugenzuflüsse im Transgressive Systems Tract der ZS2 in der frühen Evaporitsedimentation aus, wobei diese den Anstieg des Wasserspiegels jeweils kompensierte. Während des Highstand Systems Tract verringert sich in der Regel der Gewinn an Akkommodationsraum, da die Rate des Meeresspiegelanstiegs sich allmählich verlangsamt (EMERY & MYERS 1996). Für die im HST der ZS2 abgelagerte mächtige Steinsalzserie des NaI muss daher auch eine verstärkte Subsidenz für die Schaffung weiteren Akkommodationsraums in Betracht gezogen werden. Wie die fazielle und sequenzstratigraphische Analyse der Evaporitabfolgen nahe legt, kann eine differentielle Subsidenz im zentralen Hessischen Becken bzw. Werra-Becken erst nach der maximalen

Überflutung und frühestens während der Ablagerung des Na1 erfolgt sein. Allgemein ist die Halit-Sedimentation im Zechstein 1 an Beckenbereiche mit hoher Subsidenz geknüpft (ROCKEL & ZIEGENHARDT 1979, SONNENFELD 1984, SCHARBRODT et al. 1986, ZIEGLER 1989, GELUK et al. 1997, GELUK 1999).

Die während der salinaren Sedimentation im hessischen Zechsteinbecken vorhandenen Subsidenzunterschiede nehmen am Ende der ZS2 allmählich ab und sind mit Beginn der ZS3 kaum noch vorhanden. Dies verdeutlicht sich in der Ausbildung der Evaporite des A1r, die vom Schiefergebirgsrand über das zentrale Hessische Becken und das Werra-Becken bis in die Frankenberg-Schlüchterner Senke mit ähnlichen Mächtigkeiten entwickelt sind (vgl. Abb. 25).

7. Diagenese

7.1 Untersuchungsergebnisse

In der bearbeiteten Abfolge des Zechstein 1 dominieren die Karbonatminerale Calcit und Dolomit sowie die Sulfatminerale Anhydrit und Gips. Für die Klärung der diagenetischen Entwicklung im Zechstein 1 wurden deshalb im Wesentlichen diese Minerale berücksichtigt. Tonmineralogische

Untersuchungen wurden nicht durchgeführt. Auf die Buntmetallvererzung (Cu-Pb-Zn) im Zechstein 1 wird in vorliegender Arbeit nicht eingegangen. Hier sei auf die entsprechenden Publikationen verwiesen (z.B. AUTORENKOLLEKTIV 1965, MEISL 1984, BREITKREUZ 1987, SUN 1996, RENTZSCH et al. 1997).

7.1.1 Brachiopodenschalen

Um einen Anhaltspunkt über eine mögliche diagenetische Alteration der Isotopensignale der Z1 Karbonate zu erhalten, wurden die stabilen C- und O-Zusammensetzungen des Schalenmaterials von 10 Brachiopoden aus dem hessischen Zechsteinbecken bestimmt. Brachiopodenschalen und marine Zemente, die noch ihre primäre mineralogische Zusammensetzung und Chemie besitzen, sollten am ehesten das ursprüngliche marine Isotopensignal widerspiegeln (GROSSMAN 1994, VEIZER et al. 1999). Gerade Brachiopoden bieten sich dazu aus folgenden Gründen an (POPP et al. 1986):

(1) das Schalenmaterial besteht aus Nieder-Mg-Calcit und ist somit im Vergleich zu anderen Karbonat-Komponenten und marinen Zementen aus Aragonit oder Hoch-Mg-Calcit resistenter gegenüber diagenetischen Veränderungen.

(2) die Schalenabscheidung erfolgt zumindest bei modernen Formen im isotopischen Gleichgewicht mit dem Meerwasser (für fossile Formen ist dies jedoch nicht unumstritten). Dabei sind Fraktionierungs-Prozesse durch Vitaleffekte verschiedener Brachiopodengattungen nahezu ver-

nachlässigbar (JASPER 1998).

(3) Brachiopoden leben im flachmarinen Wasser bei normaler Salinität, wodurch in der Regel nur eine geringe Beeinflussung des Isotopensignals durch Evaporationseffekte gegeben ist.

(4) Brachiopodenschalen sind meist groß genug um Matrix-freie Probenpräparate zu gewinnen.

Jedoch können auch die in der Regel mineralogisch stabilen Brachiopodenschalen eine diagenetische Überprägung erfahren. Diagenetische Einflüsse auf das Isotopensignal sollten daher zuvor qualitativ und quantitativ erfasst werden, z.B. durch REM-Untersuchung der Schalen-Mikrostrukturen, Kathodolumineszenz und Analyse von Spurenelementen zur Ermittlung möglicher Element-Umverteilungen (GROSSMAN 1994, JASPER 1998). Solch detaillierte Untersuchungen an den Brachiopodenschalen wurden aufgrund des damit verbundenen hohen Zeitaufwandes und der nur geringen Relevanz zur Gesamtthematik der Arbeit nicht durchgeführt. Eine makroskopische Begutachtung der Proben wurde vorgenommen

und ungeeignet erscheinendes Material ausgesondert.

Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte der Brachiopodenschalen zeigen mit 0,2 bis 5,6 ‰ einen großen Schwankungsbereich, wobei in der Regel hohe Kohlenstoff-Isotopenwerte von 2 bis 4 ‰ auftreten. Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der Brachiopodenschalen liegen mit -4,3 bis -0,5 ‰ annähernd zwischen den Werten der Dolomite (Abb. 27) und denen der Kalksteine aus dem

Becken (Abb. 33). Die von JASPER (1998) an Brachiopodenschalenmaterial aus dem hessischen Zechsteinbecken ermittelten stabilen Isotopen-Zusammensetzungen ($n = 18$) liegen für $\delta^{13}\text{C}$ zwischen 1,9 und 4,6 ‰ und für $\delta^{18}\text{O}$ zwischen -3,8 und 1,1 ‰. Dieser Datensatz und die in vorliegender Arbeit analysierten Isotopen-Zusammensetzungen der Brachiopodenschalen zeigen eine gute Übereinstimmung (vgl. Abb. 27).

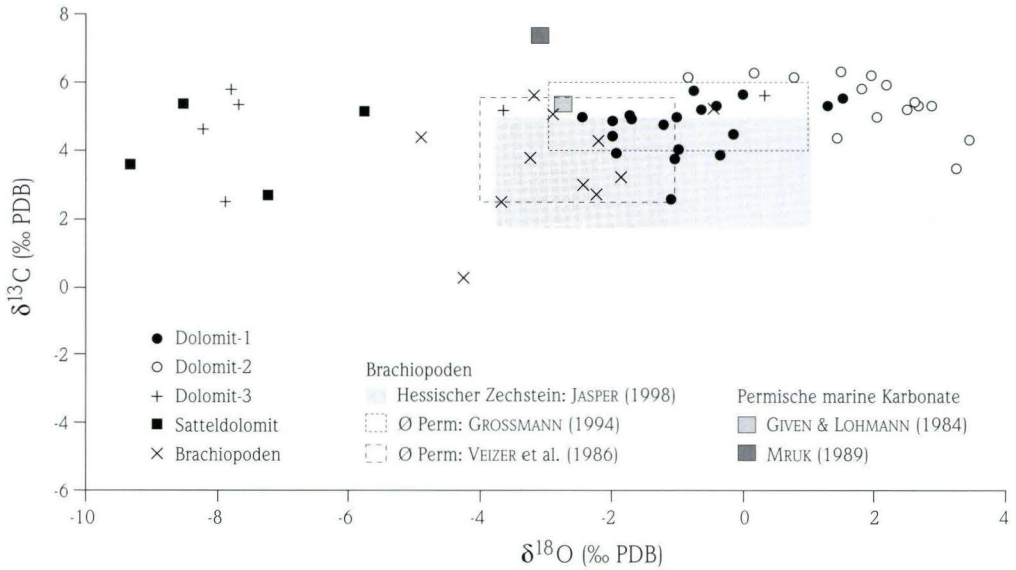


Abb. 27. Stabile Sauerstoff- und Kohlenstoff-Isotope von Dolomiten und Brachiopodenschalen.

7.1.2 Dolomite

Innerhalb des Zechstein 1 des hessischen Zechsteinbeckens lassen sich petrographisch vier Dolomit-Typen unterscheiden, die geochemisch (stabile

Sauerstoff- und Kohlenstoff-Isotope, Spurenelemente) und röntgendiffraktometrisch (Ordnungsgrad, Stöchiometrie) näher charakterisiert werden können.

7.1.2.1 Dolomit-1

Die primären sedimentären Gefüge, wie z.B. mikrobielle Laminationen und Komponenten (z.B. Ooide, Peloide) blieben bei dieser Dolomitisierung erhalten. Dolomit-1 ist mikrokristallin ($< 0,01$ mm) und zeigt eine orangerote bis schwach dunkelrote

Lumineszenz (Tafel 6, Fig. 1, 2). Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte betragen zwischen -2,4 und 1,5 ‰, die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte zwischen 2,5 und 5,7 ‰ (Abb. 27). Es wurde ein Ordnungsgrad von 0,32 bis 0,67 ermittelt. Der Ca-Gehalt schwankt zwischen 50,3 und 55,0 mol-%

CaCO₃ (Abb. 28). Das Spurenelement Sr zeigt mit Werten von 78 bis 5814 ppm eine recht große Spannbreite. Der Na-Gehalt variiert zwischen 0,03 und 0,15 % (Abb. 29). Trägt man in einem Diagramm Mn (ppm) gegen das Verhältnis aus Ca und Sr (Ca/Sr) auf, kann man einen Hinweis über die Intensität der Rekristallisation erhalten (VEIZER 1983, vgl. 7.2.2.1). In diesem Plot zeigt Dolomit-1 keine deutliche Korrelation (Abb. 30). Die Elemen-

te Fe (0,12 bis 1,23 %) und Mn (238 bis 5725 ppm) zeigen einen kovarianten Trend mit einer geringen positiven Steigung der Regressionsgeraden (Abb. 31). Im zentralen Hessischen Becken ist Dolomit-1 vor allem in den Karbonaten der peritidalen Fazies des A1 (F9) anzutreffen. An den Beckenrändern ist er in der Reef-Mound- (F4) und Back-Reef-Fazies (F5) sowie in der Barren- und Lagunen-Fazies (F6) des Ca1 der dominierende Dolomittyp.

7.1.2.2 Dolomit-2

Bei Dolomit-2 handelt es sich um einen Zement aus euhedralen, überwiegend mittelkristallinen (0,04 bis 0,5 mm) klaren Dolomitrhomboedern mit einer intensiven dunkelroten Lumineszenz. Zuweilen können im Durchlicht die Kristalle auch trüb sein, wobei dann nur schmale Säume an den Kristallrändern klar erscheinen. Vor allem in den stark durch Evaporite verdrängten mikrobiellen Laminiten (LF20) der peritidalen Fazies und in den Stromatolithen sowie Boundstones der Reef-Mound-Fazies (F4) ist der Zement zwischen den einzelnen mm-mächtigen mikrobiellen Lagen (Tafel 6, Fig. 1, 2) oder auch in Fossillösungsopen anzutreffen (Tafel 6, Fig. 3, 4).

Dolomit-2 ist durch überwiegend positive $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von -0,8 bis 3,4 ‰ charakterisiert. Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte betragen zwischen 3,4 und 6,3 ‰ (Abb. 27). Ordnungsgrad (0,42 bis 0,69) und Ca-Gehalt (50 bis 54 mol-% CaCO₃) liegen in einem ähnlichen Bereich wie bei Dolomit-1 (Abb. 28). Die Sr-Werte unterliegen mit 77 bis 1462 ppm ebenfalls einer starken Variation. Der Na-Gehalt schwankt zwischen 0,05 und 0,51 % (Abb. 29). Im Korrelationsplot von Mn (ppm) gegen Ca/Sr ergibt sich eine schwach positive Korrelation (Abb. 30). Bei den Elementen Fe (0,16 bis 0,8 %) und Mn (91 bis 1596 ppm) ist ebenfalls eine schwach positive Korrelation vorhanden (Abb. 31).

7.1.2.3 Dolomit-3

Die Dolomitisierung der Zechstein 1 Karbonate durch diesen Dolomit-Typ führte zur völligen Zerstörung der primären sedimentären Strukturen. Bei Dolomit-3 handelt es sich überwiegend um mittel- z.T. grobkristalline (0,1 bis 0,3 mm), euhedrale Dolomitkristalle. Diese zeigen eine intensiv rote Lumineszenz mit zuweilen nicht bis schwach rot lumineszierenden Säumen (Tafel 6, Fig. 5, 6). Das daraus resultierende idiotopische Gefüge weist eine Interkristallinporosität auf, die durch calcitische Blockzemente (vgl. 7.1.3.4) teilweise verfüllt ist. Weiterhin liegen in einigen Proben mittelkristalline, subhedrale Kristallformen vor, die ein hypidiotopisches Dolomitgefüge erzeugen.

Von Dolomit-3 konnten aufgrund des kleinräumigen Wechsels mit den calcitischen Blockzemen-

ten nur wenige geeignete, annähernd reine Proben (n = 6) zur geochemischen und isotopengeochemischen Analyse gewonnen werden. Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte dieser Proben schwanken zwischen -8,2 und 0,3 ‰, die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte betragen zwischen 2,5 und 5,7 ‰ (Abb. 27). Die Sr-Gehalte liegen zwischen 27 und 360 ppm. Die Na-Gehalte von Dolomit-3 liegen zwischen 0,02 und 0,06 % und sind damit deutlich niedriger als diejenigen von Dolomit-1 und Dolomit-2 (Abb. 29). Der Ordnungsgrad (0,33 bis 0,68) umfasst einen ähnlichen Wertebereich wie bei Dolomit-1 und Dolomit-2. Der Ca-Gehalt zeigt mit 50,3 bis 52 mol-% CaCO₃ eine fast stöchiometrische Zusammensetzung an (Abb. 28). Dolomit-3 weist im Mn (ppm) vs. Ca/Sr-Diagramm eine positive Korrelation auf (Abb. 30). Fe (0,18 bis 2,20 %) und

Mn (530 bis 12330 ppm) sind ebenfalls positiv miteinander korreliert (Abb. 31). Das Vorkommen von Dolomit-3 ist im Wesentlichen auf den südlichen Teil des hessischen Zechsteinbeckens beschränkt. Neben Proben von Tagesaufschlüssen

aus dem Spessart und von Bohrungen aus den Vor-spessart tritt er auch weiter nördlich am Westrand des Werra-Beckens lokal in der Bohrung Wallersdorf in Zusammenhang mit einem vergipsten Störungsbereich auf.

7.1.2.4 Satteldolomit

Satteldolomit (Tafel 6, Fig. 7, 8) findet sich als Zement in verschiedenen Porenformen (z.B. Fossil-, Gesteinslösungsporen) und kann vereinzelt auch als Matrix-Satteldolomit vorliegen, der dolomitisches Sediment bzw. Dolomit-1 verdrängt. Der Satteldolomit ist durch gebogene Kristallflächen und eine undulöse Auslöschung gekennzeichnet. Die Lumineszenz ist intensiv rot bis dunkelrot, wobei diejenige des Matrix-Satteldolomits meist schwächer erscheint.

Die C- und O-Isotopenzusammensetzungen von vier untersuchten Proben zeigen negative $\delta^{18}\text{O}$ -Werte im Bereich zwischen -5,7 und -9,3 ‰ und $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von 2,6 bis 5,4 ‰ (Abb. 27). Für die

Spurelement-Untersuchungen konnte ausreichendes Analysenmaterial nur aus zwei Proben gewonnen werden. Diese zeigen hohe Mn- (4760 bzw. 5066 ppm) und Fe-Gehalte (0,8 bzw. 2,24 %) sowie niedrige Sr- (47 bzw. 76 ppm) und Na-Gehalte (0,02 bzw. 0,05 ppm). Röntgendiffraktometrische Analysen konnten an den Satteldolomiten aufgrund zu geringer Probenmengen nicht vorgenommen werden.

Satteldolomit kommt im untersuchten Abschnitt des Zechstein 1 insbesondere in den südlichen Bereichen des hessischen Zechsteinbeckens vor (Spessart, Frankenberg-Schlüchterner Senke und südliches Werra-Becken).

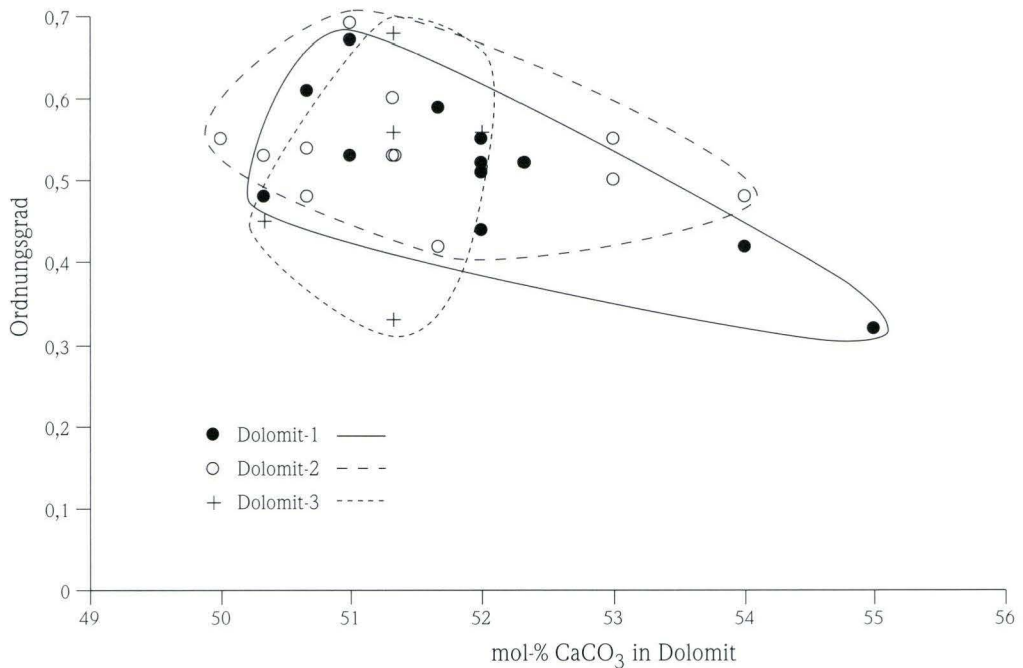


Abb. 28. mol-% CaCO₃ in Dolomit vs. Ordnungsgrad.

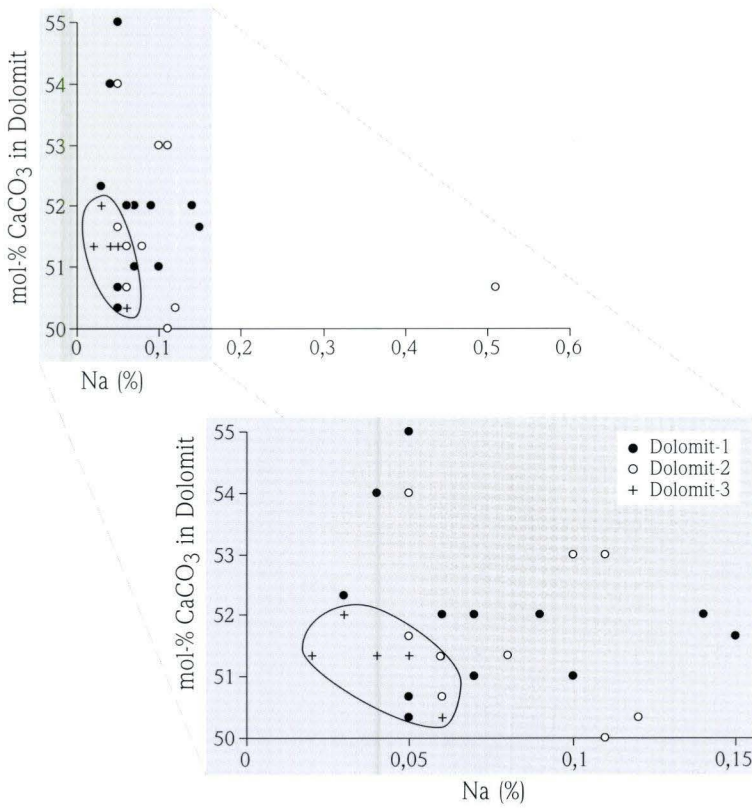


Abb. 29. Na (%) vs. mol-% CaCO₃ in Dolomit.

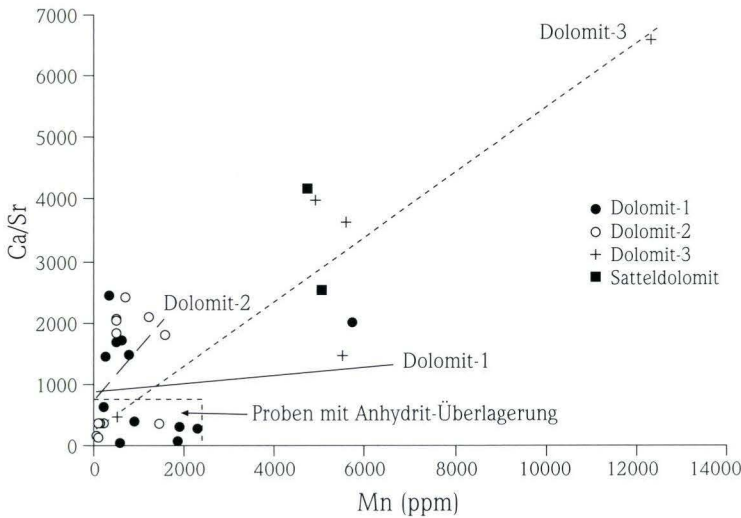


Abb. 30. Korrelationsdiagramm Mn (ppm) vs. Ca/Sr zur Abschätzung der Rekristallisation. Je größer die Entfernung zum Nullpunkt, umso stärker soll die Dolomitprobe rekristallisiert sein (vgl. VEIZER 1983). Hohe Sr-Gehalte in den Dolomiten des Zechstein 1 sind jedoch an eine Anhydrit-Überlagerung (A1) gebunden und geben dadurch nur bedingt Hinweise auf eine geringe Rekristallisations-Intensität.

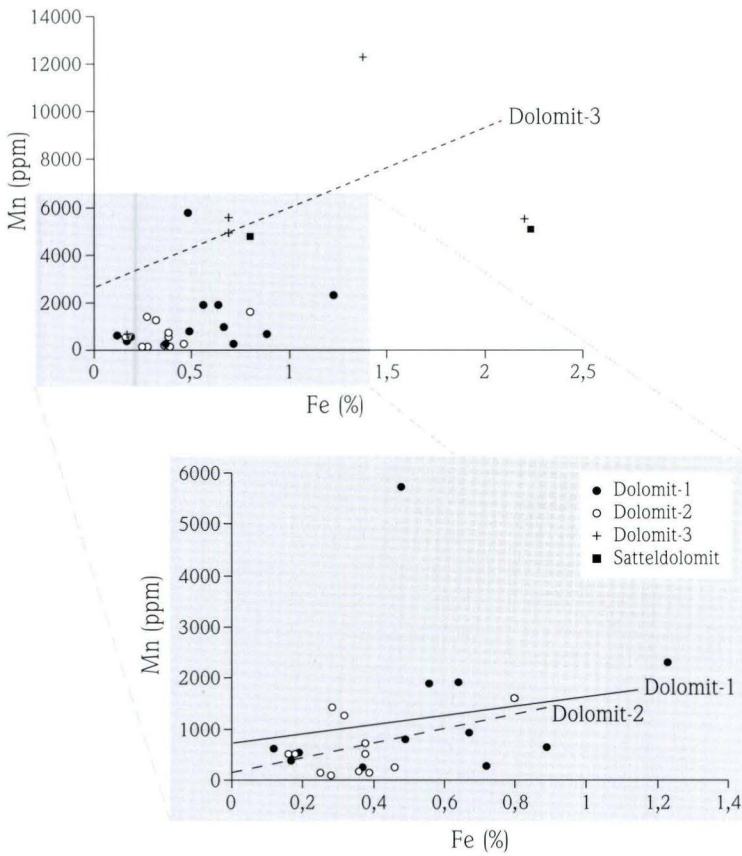


Abb. 31. Fe (%) vs. Mn (ppm).

7.1.3 Calcit-Zemente

7.1.3.1 Radial-fibröser Zement

Radial-fibröser Calcit-Zement tritt in den Zechstein 1 Karbonaten am Rand von Schalenhohlräumen auf, wobei die einzelnen Kristalle mit ihrer langen Achse nahezu senkrecht zur Porenwand stehen (Tafel 7, Fig. 1, 2). Radial-fibröse Zemente können nach ihrer Form weiter unterteilt werden. Morphologische Kristallformen mit einem Längen-Breitenverhältnis zwischen 2:1 und 6:1 werden als

blättrig („bladed“), $> 6:1$ als fibrös („fibrous“) und bei einem Verhältnis weit über 6:1 als nadelig („acicular“) bezeichnet (vgl. HARRIS et al. 1985, REIJERS & HSÜ 1986). Die 0,2 bis 0,4 mm langen, orangerot lumineszierenden Kristalle zeigen ein Längen-Breitenverhältnis von ca. 3:1 und sind somit der Kategorie „bladed“ zuzuordnen.

7.1.3.2 Zementkrusten

Es handelt sich um ca. 1 mm dicke Krusten, die vor allem an der Unterseite von Typ-1 Pisoiden („Dripstone-Morphologie“) in den Pisoid-Packstones (LF9) am Top des Zechsteinkalks auftreten (vgl. 3.2.2; Tafel 3, Fig. 2). Die Krusten zeigen eine orangerote Lumineszenz und eine andeutungsweise radiale Anordnung von Einzelkristallen. Aus

dem Topbereich des polnischen Zechsteinkalks werden von PERYT (1981a) ähnliche Zemente beschrieben und dort als „stalactitic crust“ bezeichnet. Die Krusten sind mit den rezenten mikro-stalactitischen, aragonitischen Zementkrusten (PURSER & LOREAU 1973, SCHOLLE & KINSMAN 1974) vergleichbar.

7.1.3.3 Granularer Zement

Dieser Zement besteht aus annähernd isometrischen, 0,02 bis 0,05 mm großen, sub- bis euhedralen, überwiegend nicht lumineszierenden Kristallen. In der englischen Terminologie werden solche Zemente aus annähernd gleichgroßen Kristallen als „equant“ oder „circumgranular equant“ bezeichnet (HARWOOD 1988). Die randlichen Säume der Kristalle weisen meist eine orangerote Lumineszenz auf. Der granulare Zement ist in den Ooid-Grain-

stones (LF19) und in den Pack- bis Grainstones der Back-Reef-Fazies (LF12, LF13) am Schiefergebirgsrand vorhanden. Hier kann er circumgranular an der Außenseite von Komponenten wie Ooiden oder Aggregatkörnern (Tafel 7, Fig. 5, 6) oder auch in Intrapartikelporen auftreten. Weiterhin ist er in Interpartikelporen zwischen den Komponenten anzutreffen (Tafel 7, Fig. 3, 4).

7.1.3.4 Blockzemente

Bei den Blockzementen lassen sich petrographisch und mittels Kathodolumineszenz vier verschiedene Typen unterscheiden.

Fein zonierter Blockzement

Die fein- bis mittelkristallinen Kristalle dieses Calcit-Zements zeigen unter der Kathode eine ausgeprägte, engständige Zonierung (μm -Bereich) mit gelborange lumineszierenden und schwach dunkelorange bis nicht lumineszierenden Abschnitten. Der fein zonierte Blockzement zeigt lediglich eine lokale Verbreitung im Übergangsbereich vom Schiefergebirgsrand zum zentralen Hessischen Becken. In der Bohrung Braunsen lässt er sich in einer Zementabfolge in einer Kluft am Top der Ooid-Grainstones (LF19) identifizieren (Abb. 32; Tafel 8, Fig. 1, 2). Weiterhin kann er als Zement an den Rändern rhomboederförmiger Poren auftreten (Tafel 8, Fig. 3, 4). Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte liegen mit -8,9 bis -7,7 ‰ sehr niedrig. Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte betragen zwischen 2,6 und 3,5 ‰ (Abb. 33).

Orange lumineszierender Blockzement

Orange lumineszierender Blockzement tritt im Zechsteinkalk recht häufig auf. Jedoch konnte er aufgrund seiner kleinen Kristallgrößen für die Isotopen-Untersuchungen nicht beprobt werden. An verschiedenen Lokalitäten im Hessischen Becken lassen sich unterschiedliche Ausbildungen und Zementabfolgen erkennen.

(1) Am Schiefergebirge ist der orange lumineszierende Calcit als randlicher Saum des nicht lumineszierenden, feinkristallinen, granularen Zements vor allem in den Ooid-Grainstones ausgebildet (vgl. 7.1.3.3). Zudem verfüllt er als grobkristalliner ($> 0,2$ mm) Zement ganz oder teilweise Fossilö- sungs-, Gesteins-, Intra- und Interpartikelporen. Orange lumineszierender Blockzement kann hier auch rot lumineszierenden Dolomit (Dolomit-1 oder -2) verdrängen (vgl. 7.2.4; Tafel 7, Fig. 7, 8; Tafel 8, Fig. 5, 6).

(2) Im Übergangsbereich vom Schiefergebirgsrand zum zentralen Hessischen Becken folgt er in

der Zementabfolge einer Kluft am Top der Ooid-Grainstones (Bohrung Braunsen) auf den fein zonierten Blockzement. Der hellorange lumineszierende Calcit-Zement weist hier zahlreiche Fluideinschlüsse auf (Abb. 32; Tafel 8, Fig. 1, 2).

(3) In den Kalksteinen der Beckenfazies wurden primäre Hohlräume in Brachiopodenschalen durch diesen Zement verfüllt. Hierbei folgt der orange lumineszierende Blockzement auf radial-fibrösen Zement (Tafel 7, Fig. 1, 2).

(4) Am Spessart ist orange lumineszierender Blockzement als randlicher Saum von Dolomit-Rhomboedern (Dolomit-3) oder in Interkristallporen zwischen den Rhomboedern anzutreffen (Tafel 9, Fig. 5, 6)

Nicht lumineszierender Blockzement

Es handelt sich um einen mittel- bis grobkristallinen, nicht lumineszierenden Zement, in den dünne (10 bis 20 μm), hellgelb lumineszierende Zonen eingeschaltet sein können.

(1) Am Rheinischen Schiefergebirge tritt er als mittelkristalliner Zement in Interpartikelporen der Peloid-Packstones auf, wo er den Restporenraum verfüllt (Tafel 7, Fig. 7, 8). Innerhalb der Ooid-Grainstone-Abfolge finden sich dm-mächtige Bereiche, mit einer intensiven Verdrängung von Dolomit durch orange lumineszierenden Calcit (s.o.). Hier verschließt der nicht lumineszierende Blockzement ebenfalls den Restporenraum (Tafel 8, Fig.

5, 6). Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte ($n = 2$) betragen -4,7 bzw. -5,9 ‰, die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte -1,3 bzw. -3,5 ‰ (Abb. 33).

(2) Im Übergangsbereich vom Schiefergebirgsrand zum zentralen Hessischen Becken verfüllt der nicht lumineszierende Calcit-Zement den verbleibenden Restporenraum in der Zementabfolge der Kluft am Top der Ooid-Grainstones (Abb. 32; Tafel 8, Fig. 1, 2). Innerhalb rhomboederförmiger Poren schließt sich dieser Zement direkt dem fein zonierten Blockzement an (Tafel 8, Fig. 3, 4). Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte ($n = 2$) betragen zwischen -9,3 bzw. -8,4 ‰ und sind somit deutlich niedriger als bei (1), die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte hingegen sind mit 2,5 bzw. 2,8 ‰ signifikant höher als bei (1).

Grob zonierter Blockzement

Der grob zonierte Blockzement zeigt unter der Kathode eine weitständige Zonierung, wobei innerhalb nicht lumineszierender Bereiche zahlreiche, hellgelb lumineszierende Zonen (20 bis 100 μm) vorhanden sind (Tafel 8, Fig. 7, 8). Der Zement ist sowohl in den randlichen Ausbildungen des Zechstein 1 am Schiefergebirge wie auch am Spessart anzutreffen.

(1) Am Schiefergebirge tritt er als mittel- bis grobkristalliner, klarer Zement in mm- bis z.T. cm-großen Drusen auf. Weiterhin findet er sich als Zement zwischen einzelnen Dolomitrhomboedern, wobei er diese ganz oder teilweise verdrängt und zudem den Restporenraum verfüllt. Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte

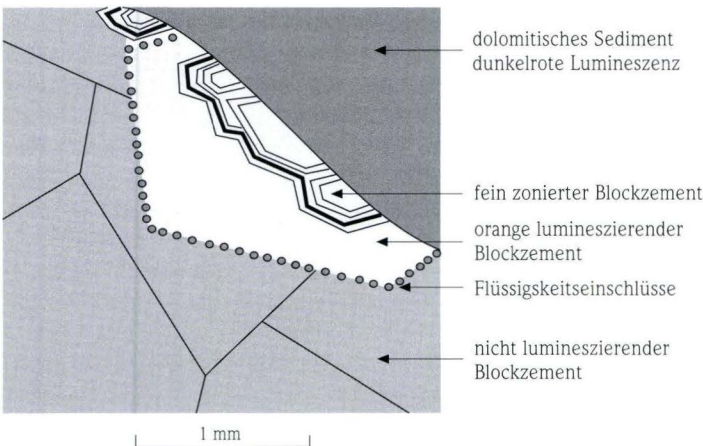


Abb. 32. Abfolge von calcitischen Blockzementen in einer Kluft (Bohrung Braunsen).

(n = 4) dieses Calcit-Zements liegen zwischen -7,4 und -6,2 ‰. Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte betragen -8,2 bis -4,2 ‰ (Abb. 33).

(2) In den Tagesaufschlüssen am Spessart kommt er als mittel- bis grobkristalliner Zement in Fenster- und Fossillösporen vor, die im LF12

und LF13-1 der Back-Reef-Fazies ausgebildet sind. Zudem tritt dieser Zement in Drusen, Klüften und Gesteinslösporen auf. Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte (n = 2) wurden mit -5,4 bzw. -4,4 ‰, die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte mit -5,7 bzw. -4,8 ‰ ermittelt (Abb. 33).

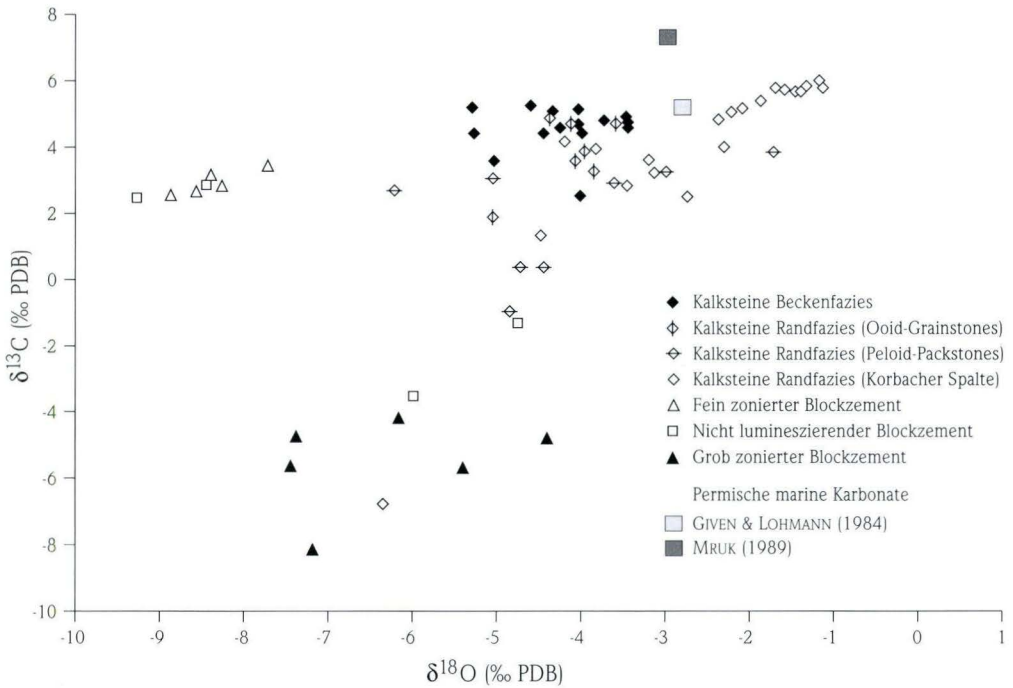


Abb. 33. Stabile Sauerstoff- und Kohlenstoff-Isotope von Kalksteinen und Calcit-Zementen.

7.1.3.5 Calcit-Zemente in Klüften und an Stylolithen

In mm-breiten Klüften treten mittel- bis grobkristalline, sparitische Calcite als Zemente auf. Es lassen sich mehrere Generationen von Calcit-Zementen in den Klüften beobachten, die im Rahmen dieser Arbeit jedoch nicht näher untersucht wurden. Die Lumineszenz ist überwiegend orangerot, mitunter sind auch zonierte Calcite mit abwechselnd nicht lumineszierend und orange-

lumineszierenden Bereichen ausgebildet. Gelegentlich wird Calcit in den Klüften durch Anhydrit verdrängt (vgl. 7.1.5.1). Die calcitzementierten Klüfte werden von Stylolithen versetzt oder können ihrerseits Stylolithen durchschlagen. Im Bereich von Vertikalstylolithen ist z.T. ein mittel- bis grobkristalliner, trüber, sparitischer Calcit entwickelt.

7.1.4 Kalksteine

Wie die faziellen, zyko- und sequenzstratigraphischen Untersuchungen zeigen, unterlagen die Fazies-Ausbildungen des Zechsteinkalks an den Rändern des hessischen Zechsteinbeckens bereits während des Zechstein 1 einer subaerischen Exposition (vgl. 5, 6). Hingegen erfolgte in den zentralen Bereichen des hessischen Zechsteinbeckens eine kontinuierliche Sedimentation im marinen Milieu. Zur Zeit des Zechstein 1 lagen somit in den

randlichen Positionen und in den zentralen Beckenbereichen unterschiedliche Milieus während der frühen Diagenese vor. Für die diagenetischen Untersuchungen und Interpretationen wurden daher die Kalksteine des Ca1 vereinfachend in zwei Gruppen unterteilt: Kalksteine der Beckenfazies (7.1.4.1) und Kalksteine der Randfazies (7.1.4.2). Diese lassen sich auch petrographisch und isotopeochemisch klar unterscheiden.

7.1.4.1 Kalksteine der Beckenfazies

Unter den Kalksteinen der Beckenfazies können die Lithofazies-Typen LF4 bis LF9 des Zechsteinkalks zusammengefasst werden (vgl. 3.2.3). Weiterhin wurden die subtidalen Laminite (LF21) in der peritidalen Fazies (F9) des Unteren Werra-Anhydrits miteinbezogen (vgl. 3.2.4.1).

Die Kalksteine zeigen eine intensive Rekristallisation, wobei in der Regel mikrokristalline Kristallgrößen vorliegen. Bisweilen treten in dem mikrokristallinen Gefüge feinkristalline, ebenfalls calcitische Bereiche mit annähernd rhomboederförmigen Umrissen auf. Es handelt sich um calcitisierte Dolomitrhomboeder, die den von EVAMY (1967) be-

schriebenen „composite calcite rhombohedrons“ vergleichbar sind (Tafel 9, Fig. 2). In der Bohrung Braunsen treten im Bereich des LF7 (poröse Mudstones mit Evaporitkristallen) dm-mächtige, calcitisch-dolomitische Horizonte mit einer fleckigen Braunfärbung auf (390,00 bis 415,00 m). In diesen Horizonten finden sich einzelne, rhomboederförmige Poren, die mit calcitischen Blockzementen (fein zoniert und nicht lumineszierend) ausgekleidet sind. Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der Kalksteine liegen zwischen -5,3 und -3,4 ‰. Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte sind mit 2,5 bis 5,3 ‰ ähnlich hoch wie diejenigen der Brachiopodenschalen (vgl. Abb. 27, 33).

7.1.4.2 Kalksteine der Randfazies

Bei den Kalksteinen der Randfazies wurden insbesondere die Ausbildungen am Schiefergebirgsrand bearbeitet (Barren- und Lagunen-Fazies, Strand-Fazies und Ooid-Shoal-Fazies). In diesen Faziesausbildungen sind überwiegend Ooid-Grainstones und/oder Peloid-Packstones anzutreffen. Die Partikelkarbonate unterscheiden sich nicht nur faziell, d.h. in ihrer Komponenten-Zusammensetzung, sondern lassen sich auch aufgrund ihrer stabilen Isotopen-Zusammensetzungen getrennt voneinander betrachten.

Ooid-Grainstones

Die Ooid-Grainstones (LF19) der Shoal-Fazies weisen eine hohe Inter- und Intrapartikelporosität

auf. Zwischen den einzelnen Komponenten ist der im Durchlicht klar erscheinende, granulare Zement ausgebildet (vgl. 7.1.3.3). Die Komponenten können mitunter vollständig rekristallisiert sein, sodass eine Unterscheidung von Kern und Hüllen nicht möglich ist. Die Kernbereiche der Ooide sind zudem oft gelöst. In den Ooid-Grainstones sind stellenweise rhomboederartige Formen erkennbar, die über die Komponenten und den granularen Zement hinwegwachsen und sich von diesem durch ihren dunklen Saum abheben. Es handelt sich um ehemalige Dolomitrhomboeder.

Weiterhin treten Peloiden auf, innerhalb derer 0,1 bis 0,2 mm große, rhomboederförmige Kristalle zu erkennen sind (Tafel 7, Fig. 3, 4). Diese bestehen intern

aus einem Mosaik mikrokristallinen Calcits („composite calcite rhombohedrons“ nach EVAMY 1967).

In Tagesaufschlüssen sind vor allem in den oberen Bereichen der Ooid-Grainstones rekristallisierte, dichte, braun bis rostbraun gefärbte, dm-mächtige Horizonte vorhanden, die deutlich dunkler sind als die Ooid-Grainstones. Im Dünnschliff und unter der Kathode ist überwiegend orange lumineszierender Calcit erkennbar, in dem dunkelrot lumineszierende Dolomitrhomboeder auftreten (Tafel 9, Fig. 3, 4). Die Rhomboeder weisen häufig unregelmäßige äußere Begrenzungen auf. Makroskopisch lassen sich innerhalb der braunen „Grundmasse“ helle, cm- große, unregelmäßige calcitische Flecken ausmachen, bei denen es sich um den nicht lumineszierenden Blockzement handelt.

Bei den Isotopenanalysen wurde die Zusammensetzung des Gesamtgesteins (Komponenten und Zemente) bestimmt. Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte liegen zwischen -5,0 und -3,6 ‰, die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte zwischen 1,8 bis 4,8 ‰. Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte sind in der Regel niedriger als diejenigen der Kalksteine aus der Beckenfazies (Abb. 33).

Peloid-Packstones

In den Peloid-Packstones (Barren- und Lagunenfazies, Strand-Fazies) dominieren Peloide des Typ-3

(vgl. 3.2.2), die stark rekristallisiert sind und eine fleckig dunkelrote und orangerote Lumineszenz zeigen (Tafel 7, Fig. 7, 8). Zwischen den Peloiden ist ein im Durchlicht dunkelbraun fleckig erscheinender, äquigranularer, feinkristalliner Zement aus sub- bis euhedralen, rhomboederförmigen Kristallen ausgebildet. Die Rhomboeder zeigen vorherrschend eine orangerote Lumineszenz und schwach rot lumineszierende fleckige Bereiche. Es handelt sich um Dolomit (dunkelrote Lumineszenz), der durch orange lumineszierenden Calcit verdrängt wurde. Der restliche interpartikuläre Porenraum wird durch einen mittelkristallinen, nicht lumineszierenden Blockzement verfüllt.

Für die Untersuchungen stabiler Isotope konnten nur Gesamtgesteinsproben (Komponenten und Zemente) gewonnen werden. Bei der Probennahme wurde jedoch darauf geachtet, die Bereiche mit einem hohen Anteil an nicht lumineszierendem Zement zu umgehen. Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte betragen zwischen -6,2 und -1,7 ‰ und liegen somit in einem vergleichbaren Bereich wie bei den Ooid-Grainstones. Hingegen sind die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte der Peloid-Packstones mit -1,0 bis 3,8 ‰ in der Regel deutlich niedriger als bei den Ooid-Grainstones (vgl. Abb. 33).

7.1.4.3. Kalksteine an der Korbacher Spalte

Am Schiefergebirgsrand wurde eine detaillierte Diagenese-Studie am karbonatischen Nebengestein einer fossilen Karstspalte (Korbacher Spalte) durchgeführt (vgl. BECKER & ZEEH 1999). Bei dem Nebengestein handelt es sich ebenfalls um Kalksteine der Randfazies, die aufgrund ihrer eigenen diagenetischen Entwicklung hier gesondert betrachtet werden.

Geologische Situation

Im stillgelegten Steinbruch Fisseler, 1 km südlich von Korbach (TK 4719 Korbach, R 34 91 760, H 56 80 800), ist in den Karbonaten des Zechstein 1 eine mehr als 15 m tiefe Spalte aufgeschlossen (Tafel 9, Fig. 1). Die Spalte ist überwiegend mit violetten, siltigen Tonsteinen und gelbbraunen, dolomitischen Siltsteinen verfüllt. Der karbonatische

Anteil der Spaltenfüllung besteht aus einem dunkelbraunen, kalkigen Dolomit. In der Spaltenfüllung findet sich eine Wirbeltier-Fossilagerstätte, bestehend aus einer Vergesellschaftung oberpermischer, terrestrischer Tetrapoden, die bisher nur aus Russland, Schottland sowie Süd- und Ostafrika bekannt ist (SUES & MUNK 1996).

Über das genaue Alter der Bildung und Verfüllung der Spalte gibt es unterschiedliche Meinungen. Gegen Ende der Karbonatsedimentation fiel der Ablagerungsraum am Schiefergebirgsrand trocken (KULICK et al. 1984). KULICK (1987a) ging daher davon aus, dass die Spalte in dieser Zeit durch Verkarstungsprozesse gebildet, verfüllt und anschließend vom Oberen Werra-Ton überdeckt wurde. SUES & MUNK (1996) sehen am Schiefergebirgsrand keine Anzeichen für eine Sedimentationsunter-

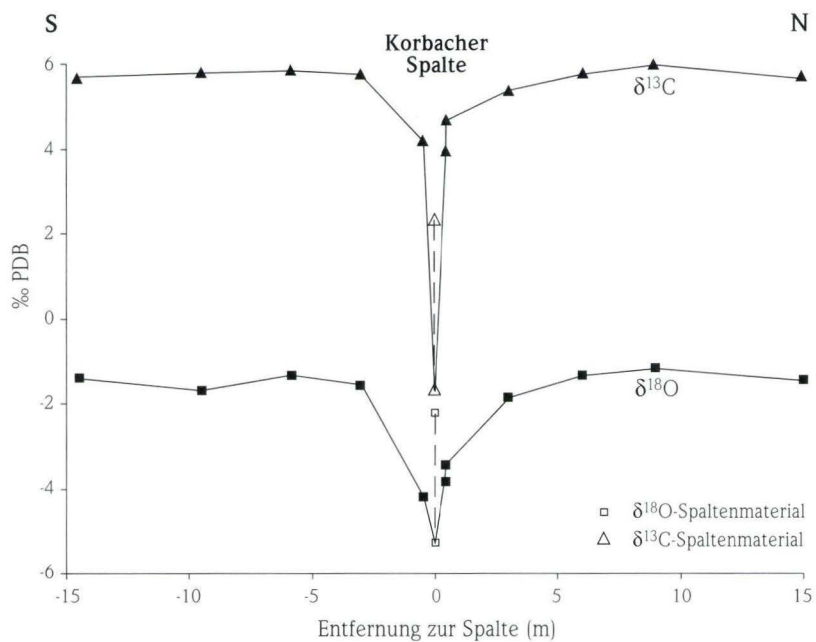


Abb. 34. Horizontales Isotopenprofil an der Korbacher Spalte.

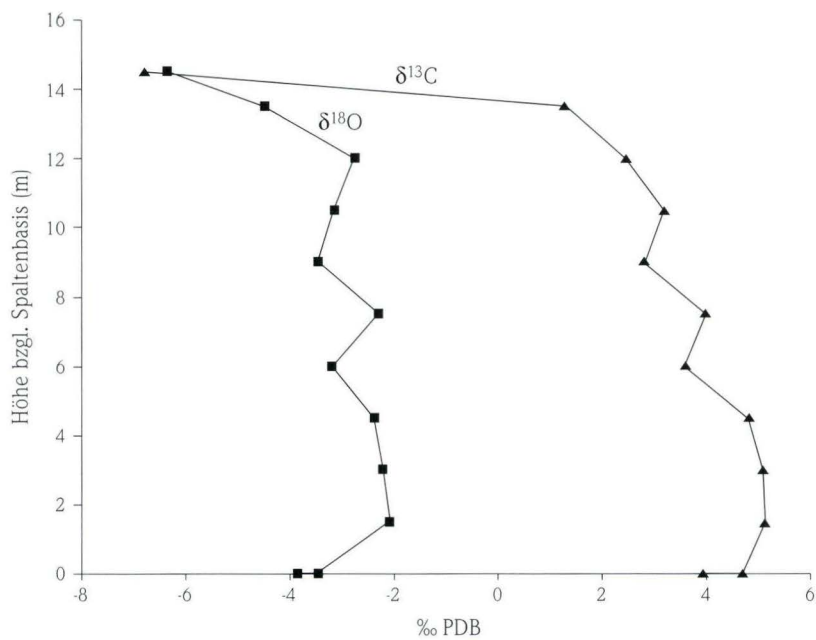


Abb. 35. Vertikales Isotopenprofil an der Korbacher Spalte.

brechung zwischen der Karbonatsedimentationsphase und der Ablagerung der Tonsteine im Zechstein 1. Nach ihrer Auffassung fand die Spaltenbildung und ihre Verfüllung seit Beginn der Tonstein-sedimentation statt und dauerte maximal bis zur Ablagerung der Karbonate der Leine-Serie (Ca3).

Der Mechanismus der Spaltengenese ist ebenfalls noch nicht zweifelsfrei geklärt. KULICK (1987a) sieht Verkarstungsprozesse als Ursache an. Mechanische Prozesse können jedoch ebenfalls in Betracht gezogen werden, wie die Aufschlussituation nahe legt. Die Teilscholle am nördlichen Rand der Korbacher Spalte fällt mit ca. 19° NNE ein, während die Scholle am südlichen Spaltenrand ein Einfallen von 10° ENE aufweist (SUES & MUNK 1996).

Stabile Sauerstoff- und Kohlenstoff-Isotopenprofile

Das Nebengestein der Korbacher Spalte besteht aus den bereits zuvor petrographisch beschriebenen calcitischen Ooid-Grainstones (7.1.4.2). Zusammenfassend betrachtet zeigen die Isotopenwerte des Spaltennebergesteins eine große Spannweite von -6,8 bis 6,0 ‰ für $\delta^{13}\text{C}$ und von -6,3 bis -1,1 ‰ für $\delta^{18}\text{O}$, und sind somit im Allgemeinen höher als in den übrigen untersuchten Kalksteinen der Randfazies (Abb. 33).

Die Beprobung der Karbonate an der Korbacher Spalte erfolgte an einem vertikalen Profil am nördlichen Spaltenrandbereich von der Steinbruchbasis bis zur Steinbruchoberkante über die gesamte zugängliche Höhe von 14,5 m, wobei ein Probenabstand von ca. 1,5 m gewählt wurde. Zudem wurde in horizontaler Richtung ein Profil gelegt, das nördlich und südlich der Spalte jeweils bis in eine Entfernung von 15 m beprobt wurde. Das Horizontalprofil verläuft auf einer Höhe von 12 bis 14 m unterhalb der Steinbruchoberkante.

7.1.5 Calcium-Sulfate

Auf die makroskopisch erkennbaren, sedimentären Texturen der Evaporite des Unteren Werra-Anhydrits wurde bei der Darstellung der Lithofazies-Typen eingegangen (vgl. 3.2.4). Die Sulfat-

Horizontal-Profil

Die Korbacher Spalte sowie deren unmittelbarer Randbereich zeichnen sich isotopengeochemisch im horizontalen Profil deutlich ab (Abb. 34). Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte der calcitischen Ooid-Grainstones betragen außerhalb des unmittelbaren Spaltenrandbereiches zwischen 5,4 und 6,0 ‰; die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte liegen hier zwischen -1,9 und -1,1 ‰. Sowohl die $\delta^{13}\text{C}$ - als auch die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der Karbonate nehmen im direkten Randbereich zur Spalte um ca. 1,5 ‰ bzw. 2,5 ‰ ab. Nördlich der Spalte ist eine allmähliche Abnahme der Isotopenwerte mit Annäherung an den Spaltenrand sichtbar, hingegen scheint südlich der Spalte eine abrupte Erniedrigung der Isotopenwerte vorzuliegen.

Vertikal-Profil

Von der Steinbruchbasis bis 12 m darüber schwanken die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der Karbonate zwischen -3,8 und -2,1 ‰ (Abb. 35). Am Steinbruchtop nehmen die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte schließlich bis auf -6,3 ‰ ab. Noch deutlicher erkennbar ist die Abnahme der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte über nahezu die gesamte Profilhöhe. Vom Profilmullpunkt bis zu 9 m über der Steinbruchbasis liegen die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte zwischen 3,6 und 5,2 ‰. Einer allmählichen Abnahme auf 1,3 ‰ bei 0,5 m unter der Steinbruchoberkante folgt direkt an der Oberfläche eine extreme Erniedrigung des $\delta^{13}\text{C}$ -Werts auf -6,8 ‰.

Karbonatisches Spaltenmaterial

Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte der karbonatischen Spaltenfüllung sind mit -1,7 bzw. 2,3 ‰ gegenüber den Kohlenstoff-Isotopenwerten des Nebengesteins und den Werten des direkten Spaltenrandbereiches deutlich niedriger; dies trifft auch auf die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte mit -5,3 und -2,2 ‰ zu.

minerale Anhydrit und Gips werden hier nun nach den im Dünnschliff erkennbaren Kristallstrukturen und Mikrotexturen beschrieben.

7.1.5.1 Anhydrit

(1) Mikro- bis feinkristalline, isometrisch-granulare Anhydritkristalle sind in den Anhydriten des A1 weit verbreitet. Sie treten in den Laminiten mit Evaporitkristallen (LF21; Tafel 9, Fig. 7), knolligen Anhydriten (LF22), vertikal gelängten Anhydriten (LF23), mosaikartigen Anhydriten (LF24) und in Karbonat-Anhydrit-Laminiten (LF26) auf. Diese mikro- bis feinkristalline Anhydrit-Ausbildung wird von HOLLIDAY (1973) als „aphanitic anhydrite“ bezeichnet.

(2) Leistenförmig-tafelige Kristallformen finden sich ebenfalls in Anhydrit-Knollen und in mosaikartigen Anhydriten des A1. Eine regellos sperrige Anordnung von Einzelkristallen erzeugt hier zuweilen eine filzige Textur („felted lath texture“ nach HOLLIDAY 1973). Leistenförmig-tafelige Anhydritkristalle mit regellos sperriger Kristallanordnung sind auch in mikrobiellen Laminiten (LF20) zu beobachten (Tafel 9, Fig. 8).

(3) Fibröse sowie leistenförmig-tafelige Kristalle mit büscheliger und radialer Textur sind insbesondere in den mikrobiellen Laminiten (LF20) vorzufinden (Tafel 10, Fig. 1, 2, 3). Durch den Einbau einzelner Dolomitkristalle erscheinen die Anhydritkristalle im Durchlicht bisweilen leicht trübe. Neben den Anhydritkristallen sind zudem noch fleckenförmige, dolomitische Areale im Dünnschliff auszumachen. Bei den büscheligen Texturen sind leistenförmig-tafelige oder fibröse Kristalle oft um eine zentrale Leiste aus mikro- bis feinkristallinen, isometrisch-granularen Anhydritkristallen angeordnet (Tafel 10, Fig. 1). Solche Anhydrit-Kristallaggregate werden auch als „Fischgrätenanhydrit“ bezeichnet (BALZER 1997). Zwischen den einzelnen büscheligen oder radialen Kristallaggregaten sind fein- bis mittelkristalline, isometrische (kristallo-

topische und granulare) Anhydritkristalle anzutreffen (Tafel 10, Fig. 2).

(4) Isometrisch-kristallotopische und -granulare Anhydritkristalle sind neben den unter (3) erwähnten Vorkommen in Anhydriten auch in den Karbonaten des Ca1 vorzufinden. Dort sind sie meist als Zement in Klüften, die bei der chemischen Kompaktion entstandene Tonsäume durchschlagen, oder in anderen Porenformen (z.B. Interkristallin- oder Lösungsporen) entwickelt. In den Klüften wird mitunter mittel- bis grobkristalliner Calcit-Zement durch Anhydrit verdrängt (vgl. 7.1.3.5). Weiterhin können Anhydrit-Einzelkristalle in mikrokristallinen Calciten (z.B. LF6, 7), Dolomit-3 und in Satteldolomit auftreten. Die Kristalle zeigen meist annähernd rechteckige Formen, was auf die sehr vollkommene Spaltbarkeit der orthorhombischen Kristalle nach [010] zurückzuführen ist.

Die Anhydrit-Zemente und euhedralen Einzelkristalle entsprechen den von MURRAY (1964) und CLARK & SHEARMAN (1980) als „void-filling- and replacement anhydrite“ definierten Ausbildungen. An Mikroklüften wird deutlich, dass diese beiden Prozesse – Zementation offener Porosität und direkter Ersatz von Karbonaten durch Anhydrit („replacement“) – genetisch miteinander verbunden sind. In den zentralen Bereichen der Mikroklüfte sind klare Anhydritkristalle vorhanden, die als Zement gebildet wurden. Hingegen treten an den randlichen Säumen der Mikroklüfte karbonatische Verunreinigungen in den Anhydritkristallen auf, was auf einen direkten Ersatz von Karbonat durch deren seitliches Weiterwachsen ins umgebende Gestein nach der Zementation der Kluft hindeutet (Tafel 10, Fig. 4; vgl. CLARK & SHEARMAN 1980).

7.1.5.2 Gips

(1) Die leistenförmig-tafelige Kristallform des Gipses gleicht derjenigen des Anhydrits. Es können verschiedene Vorkommen dieses Kristalltyps unterschieden werden:

- In Anhydrit-Kristallaggregaten mit büscheliger oder radialer Textur (z.B. Fischgrätenanhydrit) ist

ein pseudomorpher Ersatz einzelner Anhydritkristalle durch leistenförmig-tafeligen Gips zu beobachten.

- Im unmittelbaren Grenzbereich zum A1 treten innerhalb karbonatischer Komponenten des Ca1 leistenförmig-tafelige Gipskristalle auf. Dabei sind

sowohl leistenförmig-tafelige Einzelkristalle oder auch zahlreiche Kristalle in sperriger Anordnung ausgebildet (Tafel 10, Fig. 5, 6). Die Gipskristalle können den internen Bereich einzelner Komponenten nahezu vollständig ausfüllen. Diese sind dann nur noch durch dünne, karbonatisch erhaltene äußere Hüllen als ehemalige karbonatische Komponenten identifizierbar. Die Gipskristalle können z.T. auch über die Komponenten hinaus in die Grundmasse wachsen. Innerhalb der einzelnen Gipskristalle sind anhydritische Bereiche auszumachen, was auf einen pseudomorphosen Ersatz von Anhydrit hindeutet.

(2) Als isometrisch-granotopischer Strukturtyp sind gleichdimensionierte, richtungslos-körnige Gipskristalle mit hoher Kristallbindungszahl anzusprechen (vgl. BALZER 1997). Anhydritrelikte innerhalb der Gipskristalle zeigen, dass es sich hierbei um ein Verdrängungsgefüge handelt. In kleineren Anhydritknollen findet bisweilen eine Verdrängung von feinkristallinem Anhydrit durch ebenfalls feinkristallinen, isometrisch-granotopischen Gips vom Knollenrand her statt.

Daneben sind fein- bis grobkristalline, isometrisch-granotopische Gipskristalle in Klüften oder in Fossilösungsporen vorhanden. Da in den Kristallen keine Anhydritrelikte nachzuweisen sind, kann eine direkte Zementation offener Poren durch Gips angenommen werden (Tafel 10, Fig. 7).

(3) Grobkristalline, poikilotopische Gipskristalle mit unregelmäßigen Kristallgrenzen, die zahlreiche Einschlüsse von Anhydritkristallen zeigen, stellen eindeutige Verdrängungsgefüge dar (Tafel 10, Fig. 5).

Neben reliktsichen Anhydritkristallen können auch karbonatische Reste von den Kristallen poikilotopisch umschlossen werden, was besonders im Zechsteinkalk am Grenzbereich Ca1/A1 zu beobachten ist.

(4) In massigen Anhydriten, die meist von zahlreichen Fasergipslagen (s.u.) durchzogen werden, treten bis cm-große idiomorphe bis hypidiomorphe Gipskristalle auf, die als Gipsoporphroblasten bzw. Gipsoporphrotope bezeichnet werden (BALZER 1997, vgl. 3.2.4.2: LF25; Tafel 5, Fig. 7). Die poikilotopische Struktur der Kristalle mit anhydritischen Relikten belegt ein Verdrängungsgefüge (vgl. BALZER 1997).

(5) Fasergips tritt ausschließlich in Klüften auf, die Anhydrite, Gipse und Karbonate schräg, Tonsteine meist schichtparallel durchziehen. Mikroskopisch handelt es sich um grobkristalline, langgestreckte Gipskristalle, die palisadenartig gegeneinander angeordnet sind. Die Kristalle können v.a. bei einem gekrümmten Kluftverlauf Verbiegungen aufweisen. Im Gegensatz zu den mit Anhydrit zementierten Klüften (vgl. 7.1.5.1) ist stets ein scharfer Übergang zum umgebenden Gestein ausgebildet.

(6) Als Marienglas werden großkristalline, makroskopisch meist klar erscheinende, tafelige Gipskristalle bezeichnet. Diese treten bevorzugt in größeren Hohlräumen auf, können aber auch über das angrenzende Gestein hinwegwachsen und dieses in sich einschließen. Bis zu mehrere m-mächtige durch Marienglas vergipste Bereiche sind im Grenzbereich Ca1/A1 in zwei Bohrungen (Küchen, Quentel) entwickelt.

7.1.6 Quarzin und Quarze

Quarzin bzw. „length-slow chalcedony“ ist eine Form von Chalcedon mit positiver kristallographischer Elongation, d.h. die Schwingungsrichtung des langsamen Lichtstrahls entlang der optischen c-Achse im Kristall ist parallel zu dessen kristallographischer Längserstreckung. Die Quarzin-Fasern zeigen meist eine federartig-büschelige (Tafel 10, Fig. 8), seltener radialstrahlig-spherulithische Ausbildung. Quarzin konnte in zwei paragenetischen

Abfolgen beobachtet werden.

(1) Innerhalb von cm-großen Knollen werden isometrisch-granulare und leistenförmig-tafelige Anhydritkristalle von federartig-büscheligen Quarzfasern verdrängt. Zusammen mit Quarzin treten 0,1 bis 0,5 mm große idiomorphe Quarze auf. Wie die petrographischen Untersuchungen von MILLIKEM (1979) an silifizierten Anhydritknollen zeigen, kommt Quarzin häufig zusammen mit euhedralen

Quarkristallen vor. In einer Probe werden diese am Knollenrand von Dolomit-3 Rhomboedern überwachsen bzw. verdrängt oder von Satteldolomit umschlossen.

7.1.7 Kompaktion

Mechanische Kompaktion

In den mikrokristallinen Karbonaten lassen sich keine mechanischen Kompaktionseffekte erkennen. In den Partikelkarbonaten liefert die bruchhafte Deformation von Komponenten Anzeichen für eine mechanische Kompaktion. In den Grainstones des LF19 treten deformierte Ooide auf (Typ-3 Ooide, vgl. 3.2.2), die Auslängungen und Einkerbungen zeigen („notched and stretched ooids“, CONLEY 1977; Tafel 2, Fig. 2) oder deren obere Cortex-Teile in die unteren Bereiche eingedrückt wurden (Tafel 2, Fig. 3). Das Vorkommen der verformten Ooide ist an poröse Horizonte (Oomoldic-, Intra- und Interpartikelporosität) in den Grainstones geknüpft. Der in den Grainstones ausgebildete granulare Zement verhinderte jedoch in der Regel eine mechanische Kompaktion und bruchhafte Deformation der Komponenten. In Onkoid-Wackestones (LF8) treten ebenfalls Typ-3 Ooide auf, die durch ihrer Auslängung und zickzackförmige Verfaltung der einzelnen Hüllen eher einen plastischen Verformungsprozess vermuten lassen (vgl. 3.2.2). Nach CHOQUETTE & JAMES (1990) ist eine plastische Verformung von umkrusteten Komponenten in Partikelkarbonaten häufig zu beobachten.

Chemische Kompaktion (Drucklösung)

Bei der chemischen Kompaktion kann zwischen zwei Formen unterschieden werden (vgl. HARWOOD 1988): (1) Drucklösung im Kontaktbereich von Komponenten vor der Zementation und (2) Drucklösung in bereits zementierten Sedimenten entlang diskreter Flächen.

(1) In den Partikelkarbonaten ist je nach Ausbildung eine unterschiedliche Intensität in der Drucklösung zu beobachten. In Peloid-Pack-/Grainstones (LF16) sind in dichter gepackten Bereichen häufig punktuelle oder planare, schwach konkav-konvexe Kontakte zwischen Typ-3 Peloiden vorhanden. In Pi-

(2) In einer unregelmäßig begrenzten Kluft, die Dolomit-3/Satteldolomit durchzieht, tritt Quarzin als Zement auf und verdrängt dabei den in der Kluft ebenfalls anzutreffenden Gips.

soid-Grain/Packstones (LF9) hingegen wird eine verstärkte Drucklösung durch suturierte Kontakte zwischen den einzelnen Komponenten angezeigt.

(2) Die chemische Kompaktion wird besonders eindrucksvoll in den mikrokristallinen Karbonaten des Ca1 (LF6, LF7) durch Vertikalstyliolithen verdeutlicht, die z.T. eine Amplitude von mehreren Zentimetern erreichen können. In tonigen und mergeligen Karbonaten (LF4) sind lateral nicht weit aushaltende Mikrostyliolithen mit geringer Amplitude (mm-Bereich) sowie unregelmäßig verlaufende, z.T. sich aufspaltende, nicht suturierte Lösungssäume (vgl. WANLESS 1979) mit einer Anreicherung von Quarz in Siltfraktion und tonigem Material vorhanden. Allgemein wirkt sich die Anwesenheit und die Menge von tonigem Material auf die Art der Drucklösung aus: Suturierte Styliolithen entstehen in Karbonaten mit einem Tonanteil < 10%, nicht suturierte Lösungssäume bilden sich bei einem Tongehalt > 10 % und bei Anwesenheit von organischem Material (CHOQUETTE & JAMES 1990). Im Bereich dieser diagenetischen Tonsäume ist im Ca1 eine teilweise Lösung von Komponenten zu beobachten. Im direkten Übergang einzelner Komponenten zur mikrokristallinen, calcitischen, z.T. mergeligen Grundmasse können ebenfalls Mikrostyliolithen auftreten, die unregelmäßig um die Komponenten verlaufen oder sich in die Grundmasse hinein fortsetzen. Einzelne Schichtkontakte, vor allem in invers gradierten Pisoid-Packstone Abfolgen (LF9), sind durch Drucklösung überprägt (vgl. Tafel 3, Fig. 1). In den homogenen Mudstones (LF6) bewirkt die Drucklösung stellenweise eine Separation von tonigem und karbonatischem Material, wobei flaserige und sich z.T. aufspaltende Tonsäume eine knollige Texturierung der Karbonate erzeugen. Knollige Texturen, verursacht durch nicht-suturierte Lösungssäume, sind besonders in siltig-tonigen Karbonaten ausgeprägt (WANLESS 1979).

7.2 Diskussion der Untersuchungsergebnisse

7.2.1 Brachiopodenschalen

Stabile Kohlenstoff-Isotope ($\delta^{13}\text{C}$)

Die überwiegend hohen $\delta^{13}\text{C}$ -Werte der Brachiopodenschalen stimmen gut mit den aus der Literatur bekannten Daten für permische marine Karbonate überein. Nach VEIZER et al. (1986) sollen die durchschnittlichen $\delta^{13}\text{C}$ -Werte permischer Brachiopoden bei $4,0 \pm 1,5$ ‰ liegen. GROSSMANN (1994) ermittelte an Brachiopodenschalen und marinen Zementen der Paläothethys und des Panthalassa-Ozeans $\delta^{13}\text{C}$ -Werte zwischen 4 und 6 ‰. GIVEN & LOHMANN (1985) geben den ursprünglichen $\delta^{13}\text{C}$ -Wert ehemals aragonitischer Zemente aus dem Permian Reef Complex des Delaware Beckens, Texas und New Mexico, mit 5,2 ‰ an. Nach MRUK (1989) soll in derselben Abfolge die primäre stabile Kohlenstoff-Isotopenzusammensetzung aragonitischer Zemente 7,3 ‰ betragen. Die von JASPER (1998) ermittelten stabilen Kohlenstoff-Isotopenzusammensetzungen von permischen Brachiopoden sinken von durchschnittlich 4,3 ‰ zu Beginn des Perms auf 2,8 ‰ an der Perm/Trias-Grenze. Im europäischen Zechsteinbecken liegen die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte der Brachiopodenschalen nach JASPER (1998) zwischen 1,9 und 4,7 ‰ und damit ähnlich hoch wie im hessischen Zechstein (1,9 bis 4,6 ‰, vgl. 7.1.1, JASPER 1998).

Die hohen Kohlenstoff-Isotopenwerte der permischen marinen Karbonate sind global nachzuweisen (HOLSER et al. 1986) und lassen sich folgendermaßen erklären: Der Entzug von leichtem ^{12}C durch Biomasse und eine anschließende Fixierung des Kohlenstoffs im Sediment-Reservoir führt zur Anreicherung des schweren Kohlenstoff-Isotops im Ozean und somit zu einem Anstieg der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte in den marinen Karbonaten (vgl. SCHIDLOWSKI et al. 1983). Nach MAGARITZ & SCHULZE (1980) tragen im Perm vor allem die stagnierenden Verhältnisse im Welt-ozean und an den Kontinentalrändern zum ver-

mehrten Aufbau von Biomasse und zu deren Entzug aus dem Kohlenstoff-Kreislauf ohne eine vorherige Oxidation bei. HUTTEL & MAUSFELD (1991) betrachten den ^{12}C -Entzug allerdings als ein regionales Phänomen, das vor allem charakteristisch für abgeschlossene evaporitische Teilbecken, wie das Zechsteinbecken und Delaware-Becken (USA), sei.

Stabile Sauerstoff-Isotope ($\delta^{18}\text{O}$)

Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte permischer Brachiopoden werden von GROSSMAN (1994) zwischen -3 und 1 ‰, von VEIZER et al. (1986) mit $-2,5 \pm 1,5$ ‰ angegeben. Abgeleitet aus kovarianten Trends in der stabilen Isotopen-Zusammensetzung (C und O) diagenetisch wenig alterierter, nicht-lumineszierender Calcit-Zemente im Permian Reef Complex des Delaware Beckens wurde von GIVEN & LOHMANN (1985) für das späte Perm (Guadalupian) eine marine aragonitische Zement-Zusammensetzung von -2,8 ‰ bestimmt. Die von JASPER (1998) ermittelten stabilen Sauerstoff-Isotopenzusammensetzungen von Brachiopoden aus dem europäischen (-3,8 bis 2,6 ‰) bzw. hessischen Zechsteinbecken (-3,8 bis 1,1 ‰) liegen im Mittel deutlich höher als diejenigen jüngerer (-2,9 ‰) und älterer permischer Brachiopoden (-4,8 ‰) aus anderen Regionen (China und Rußland) und zeigen dabei die größte Variationsbreite. Die große Spannweite in der Sauerstoff-Isotopenzusammensetzung von Brachiopoden aus dem Zechsteinbecken lässt sich durch Temperaturschwankungen und regional unterschiedliche Evaporationseffekte im Zechsteinmeer und einer damit verbundenen variierenden Isotopen-Zusammensetzung des Wassers im Zechsteinbecken erklären (JASPER 1998). Vermutlich durch spätere diagenetische Einflüsse wurden zusätzlich die $\delta^{18}\text{O}$ -Signale einiger Brachiopoden zu leichteren Werten hin verschoben.

7.2.2 Dolomite

Dolomit entsteht nach der Meinung der meisten Autoren zum überwiegenden Teil durch diageneti-

sche Prozesse (Verdrängung, Lösung und Fällung) und nur untergeordnet syngedimentär durch eine

primäre Ausfällung, was ganz spezielle physikochemische Verhältnisse verlangt (LAND 1980, ZENGER & DUNHAM 1980, MCKENZIE 1981, HARDIE 1987). Die Bildung von Dolomit ist von mehreren Kontrollparametern abhängig. Neben dem Mg/Ca-Verhältnis und der Salinität (FOLK & LAND 1975, MORROW 1978) ist beispielsweise auch das CO_3/Ca -Verhältnis der Lösung von Bedeutung (MORROW 1990a). Die Experimente von BAKER & KASTNER (1981) legen nahe, dass hohe Sulfatgehalte (SO_4^{2-}) in der Lösung die Bildung von Dolomit verhindern. Hingegen soll SO_4^{2-} bei Anwesenheit von

sulfatreduzierenden Bakterien eine direkte Dolomitfällung ermöglichen (VASCONCELOS & MCKENZIE 1997, BURNS et al. 2000). Temperatur, Zeit und die Anwesenheit von Katalysatoren sind Faktoren, die die Kinetik der Dolomitierung steuern. Die Zusammensetzung des Ausgangsgesteins (Porosität, Permeabilität, Korngröße und Mineralogie) sowie ein geeigneter Mechanismus (z.B. hydrologisches Zirkulationssystem) zum Transport/Abtransport der beteiligten Ionen (Ca, Mg, CO_3) bestimmen Ausmaß und Intensität der Dolomitbildung (HARDIE 1987).

7.2.2.1 Dolomit-1 und Dolomit-2

Stöchiometrie und Ordnungsgrad

Die ermittelten Ca-Gehalte für Dolomit-1 und Dolomit-2 decken sich weitestgehend mit dem Bereich (50 bis 54 %), der als charakteristisch für frühdiagenetische Dolomite angegeben wird, die im Zusammenhang mit Evaporiten (Gips/Anhydrit) entstehen (LUMSDEN & CHIMAHUSKY 1980, MORROW 1990b). Solche Dolomite zeigen im Idealfall eine annähernd stöchiometrische Zusammensetzung (FÜCHTBAUER & GOLDSCHMIDT 1965). Durch die Ausfällung der Ca-Sulfate steigt das Mg/Ca-Verhältnis in der Lösung an, was die Bildung stöchiometrischer Dolomite begünstigt. Ein hohes Mg/Ca-Verhältnis bewirkt zudem eine schnellere Dolomitkristallisation. Dies führt zu einer schlechteren Ordnung von Ca und Mg in den Kationenlagern der Dolomitkristalle, d.h. einem geringeren Ordnungsgrad (FOLK & LAND 1975). Die mäßigen bis schlechten Ordnungsgrade von Dolomit-1 und Dolomit-2 können dadurch erklärt werden.

Spurenelemente

Natrium

Na-Gehalte in Dolomiten können zur Unterscheidung verschiedener Dolomit-Typen innerhalb einer Formation herangezogen werden, wobei die Interpretation der Na-Daten jedoch problematisch ist (vgl. TUCKER 1990c). Na-Gehalte in Dolomiten werden meist in Hinblick auf die Salinitätsbedingungen während der Dolomitbildung interpretiert (FRITZ & KATZ 1972, VEIZER et al. 1977, LU & MEYERS

1998). Obwohl neben der Salinität auch andere Faktoren, wie z.B. die höhere Anzahl an Gitterstörungen in schlecht geordneten Dolomiten (BURNS et al. 1988) oder NaCl in Flüssigkeitseinschlüssen (VEIZER et al. 1977), den Na-Gehalt in Dolomiten beeinflussen können, und es zudem bei einer späteren Stabilisierung und Rekristallisation auch zu einer Na-Abreicherung kommen kann (vgl. LAND 1980), ist es dennoch möglich, den Na-Gehalt als einen Salinitätsanzeiger zu betrachten (VEIZER et al. 1977, SASS & BEIN 1988, STAUDT et al. 1993, LU & MEYERS 1998). Die Untersuchungen von STAUDT et al. (1993) zeigen, dass das in Dolomiten vorhandene Natrium eher aus dem Dolomitgitter selbst als aus möglichen Flüssigkeitseinschlüssen in den Dolomitkristallen stammt. Die analysierten Na-Gehalte der Dolomite sind annähernd proportional zum Na-Anteil der dolomitierenden Lösungen (STAUDT et al. 1993). Während Dolomite, die z.B. durch eine Mischwasser-Dolomitierung (vgl. BADIOZAMANI 1973) gebildet wurden, einen geringen Na-Gehalt (meist deutlich unter 700 ppm) zeigen (STAUDT et al. 1993, LU & MEYERS 1998), kann dieser bei Dolomiten, die in Verbindung mit Evaporiten entstanden, mehrere 1000 ppm betragen (SASS & BEIN 1988, LU & MEYERS 1998). Durch die Evaporitbildung (Ca-Sulfate) sinkt das Ca/Mg-Verhältnis in der Lösung bei zunehmender Salinität. Der gleichzeitig damit verbundene Anstieg des Na/Ca-Verhältnisses in der Lösung spiegelt sich in den höheren Na-Gehalten der evaporitischen Dolomite wider

(SASS & BEIN 1988, STAUDT et al. 1993). Die hohen Na-Gehalte für Dolomit-1 und Dolomit-2, die z.T. bis über 5000 ppm betragen, könnten daher möglicherweise eine hohe Salinität zur Zeit der Dolomitisierung andeuten.

Strontium

Die jeweils variablen Sr-Gehalte in den beiden Dolomit-Typen können auf verschiedene Ursachen zurückgeführt werden:

- (1) Variabilität der primären Sr-Gehalte,
- (2) Sr-Abreicherung während der Rekristallisation,
- (3) durch Evaporitüberlagerung beeinflusstes und für Sr offenes diagenetisches System.

(1) Frühdiagenetisch gebildete Dolomite zeigen im Vergleich zu spätdiagenetischen Dolomiten höhere Sr-Gehalte (TUCKER 1990c). In rezenten Dolomiten liegen diese in der Regel bei 500 bis 800 ppm, was auch den theoretisch zu erwartenden Werten bei einer Dolomitisierung durch normal marine Wässer entspricht (LAND 1980). Ausnahmen hiervon werden von VAHRENKAMP & SWART (1990) beschrieben, die niedrige primäre Sr-Gehalte von 60 bis 290 ppm ermittelten. Dolomite mit hohen Sr-Gehalten sind als Produkte hypersaliner Lösungen zu betrachten (TUCKER 1990c). Die Sr-Werte für Dolomit-1 und Dolomit-2 zeigen eine enorme Spannweite an, wobei die teilweise hohen Sr-Werte (bis > 5000 ppm) eventuell primär hohe Sr-Gehalte in den Dolomiten und/oder den verdrängten Vorgängermineralen (z.B. Aragonit) andeuten können. CLARK (1980b) berichtet von hohen Sr-Gehalten in Zechstein-Dolomiten (4400 ppm) und führt diese auf eine Dolomitisierung durch hypersaline Lösungen zurück. Nach NIELSEN et al. (1994) sind hohe Sr- und Na-Gehalte vor allem in feinkristallinen Dolomiten (Dolomudstones und Algenlaminiten) zu beobachten. Die oft mit diesen Dolomiten assoziierten nicht-karbonatischen Verunreinigungen (organisches Material, Tonminerale) bilden einen Schutzfilm für die einzelnen Dolomitekristalle und sollen diese vor einer allzu intensiven Rekristallisation bewahren.

(2) Generell findet bei der Versenkung und Diagenese eine Stabilisierung bzw. Rekristallisation

frühdigenetisch gebildeter Dolomite statt, wobei es zu einer Abreicherung von Spurenelementen mit einem Verteilungskoeffizienten $D < 1$ (Sr und Na) und einer Anreicherung von Spurenelementen mit $D > 1$ (Fe, Mn) kommt (LAND 1980, KUPECZ et al. 1993). Zur Abschätzung der Rekristallisation kann das Diagramm Ca/Sr gegen Mn (ppm) dienen (Abb. 30, vgl. VEIZER 1983). Der Rekristallisationsgrad ist in der Regel im Bereich von niedrigen Ca/Sr- und niedrigen Mn-Werten am geringsten und nimmt bei positiver Korrelation mit steigenden Werten zu. Die Variationen der Sr-Werte und auch der Mn-Werte könnten als das Ergebnis unterschiedlich starker Rekristallisationsprozesse erklärt werden. Für die entsprechenden Dolomit-Typen belegen die Proben mit den niedrigen Sr- und hohen Mn-Werten jeweils eine „signifikante Rekristallisation“ (vgl. MACHEL 1997) für diese beiden Elemente.

In dem Ca/Sr vs. Mn-Diagramm liegt für Dolomit-1 keine deutliche, für Dolomit-2 lediglich eine schwach positive Korrelation vor. In den verschiedenen Korrelationen könnten sich unterschiedliche Rekristallisations-Empfindlichkeiten der beiden Dolomit-Typen widerspiegeln. NIELSEN et al. (1994) beschreiben beispielsweise, dass Dolomite in Abhängigkeit zu ihrer Textur und dem Lösungsschemismus der diagenetischen Porenfluide bei der Stabilisierung ein unterschiedliches Rekristallisationspotential besitzen. AL-AASM & PACKARD (2000) berichten von zwei unter nahezu identischen evaporitischen Bedingungen frühdigenetisch gebildeten Dolomiten, die nach gleicher Versenkungsgeschichte sich bezüglich ihrer petrographischen und geochemischen Parameter stark unterscheiden. Die unterschiedliche Rekristallisation wird dabei auf einen unterschiedlichen Offenheitsgrad des diagenetischen Systems zurückgeführt.

(3) Grenz man im Ca/Sr vs. Mn-Diagramm (Abb. 30) zusätzlich die Proben, die von Evaporiten überlagert werden, gegen diejenigen ohne Evaporitüberlagerung ab, so zeigt sich, dass die erste Gruppe für alle Dolomit-Typen die höchsten Sr-Gehalte aufweist. Dadurch deutet sich an, dass hohe Sr-Werte in Dolomit-1 und Dolomit-2 nicht ausschließlich mit hohen primären Gehalten und die

Variation der Werte nicht unbedingt mit einer späteren Abreicherung während Rekristallisationsprozessen zu erklären sind. Hier spielt anscheinend der regionale Faktor der Evaporitüberlagerung eine wichtige Rolle, der die Sr-Verteilung in den Dolomiten des Zechstein 1 beeinflusste. Zur Erklärung der Sr-Verteilung kann eine spätere Sr-Anreicherung durch Sr-reiche Fluide aus den Evaporiten des überlagernden Unteren Werra-Anhydrits in einem für Sr offenen diagenetischen System während der Rekristallisation der Dolomite in Betracht gezogen werden.

Stabile Sauerstoff- und Kohlenstoff-Isotope

Die stabilen Kohlenstoff-Isotopenzusammensetzungen von Dolomit-1 und Dolomit-2 liegen mit 2,5 bis 6,3 ‰ ähnlich hoch wie bei den Brachiopodenschalen (Abb. 27). CLARK (1980b) erklärt hohe $\delta^{13}\text{C}$ -Werte in Zechstein-Dolomiten im Zusammenhang mit der bakteriellen Fermentation organischen Materials während der Versenkung, wobei leichter Kohlenstoff verbraucht wird (vgl. IRWIN et al. 1977). Dies sollte zu einer Anreicherung von schwerem ^{13}C im Porenwasser und zu hohen $\delta^{13}\text{C}$ -Werten bei der Dolomitisierung geführt haben. Jedoch unterliegen die stabilen Kohlenstoff-Isotopenzusammensetzungen von Karbonaten aufgrund des geringen Anteils an gelöstem Kohlenstoff in Form von CO_2 im Porenwasser im Verhältnis zum hohen Anteil an karbonatisch gebundenem Kohlenstoff in der Festphase nur einer geringen Veränderung während der Diagenese (vgl. HUDSON 1977, LAND 1980). Es ist daher davon auszugehen, dass die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte der Dolomite auch im Zechstein 1 in einem ähnlichen Bereich wie jene der verdrängten Calcite liegen (vgl. DEGENS & EPSTEIN 1964). Der Einfluss von leichtem ^{12}C (z.B. aus dem Zerfall organischen Materials oder aus meteorischen Lösungen mit einem hohen Anteil an gelöstem CO_2 aus der Bodenluft) ist bei der Dolomitisierung im Z1 nahezu auszuschließen. Hinweise auf eine Dolomitisierung durch marin-meteorische Mischwässer lassen sich über die stabilen Kohlenstoff-Isotope nicht erhalten.

Dolomit-1 und Dolomit-2 unterscheiden sich deutlich hinsichtlich ihrer $\delta^{18}\text{O}$ -Werte, wobei diese bei Dolomit-2 in der Regel um 2 ‰ positiver sind

als bei Dolomit-1. Die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von Dolomiten sind abhängig von der Temperatur und der Sauerstoff-Isotopenzusammensetzung der Lösung sowie vom $\delta^{18}\text{O}$ -Signal des Ausgangsminerals, das bei der Dolomitisierung verdrängt wird (LAND 1980). Stabile Sauerstoff-Isotopenverhältnisse bilden somit eine komplexe Funktion von Salinität, Hydrologie, Klima und Diagenese (SASS & BEIN 1988). Es ist anzunehmen, dass Dolomit-1 sich aus einer Lösung mit ähnlicher Zusammensetzung wie das Meerwasser im hessischen Zechsteinbecken abgeschieden hat. Eine späte Rekristallisation/Stabilisierung des Dolomits im Laufe der Diagenese bewirkte eine leichte Verschiebung zu negativen Sauerstoff-Isotopenwerten, wie dies von KUPECZ et al. (1993) an verschiedenen Beispielen allgemein aufgezeigt wurde. Im Vergleich zu den $\delta^{18}\text{O}$ -Werten der Brachiopodenschalen liegen die Werte des Dolomit-1 um 1–3 ‰ höher (Abb. 27). Darin spiegelt sich die Fraktionierung des Sauerstoffs beim Ausfällen von Calcit und Dolomit aus einer Lösung wider. Dolomit zeigt gegenüber kogenetisch gebildetem Calcit eine ^{18}O -Anreicherung um 2 bis 4 ‰ (LAND 1980, MCKENZIE 1981). Die hohen $\delta^{18}\text{O}$ -Werte des Dolomit-2 sind auf einen Evaporationseffekt in Verbindung mit der Präzipitation der Evaporite des Zechstein 1 zurückzuführen. Bei der Bildung des Unteren Werra-Anhydrits entstanden an Mg^{2+} und ^{18}O angereicherte Restlösungen, die ins Unterlager sanken und dort zur Dolomitisierung führten (vgl. CLARK 1980b). In rezenten hypersalinen Environments können solche an ^{18}O angereicherte, dolomitisierende Fluide $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von bis zu 11 ‰ (SMOW) aufweisen (AHARON et al. 1977).

Dolomitierungsmechanismus

Dolomit-1

Das überwiegende Auftreten von Dolomit-1 in der peritidalen Fazies (F0) des A1 legt eine faziesabhängige Dolomitisierung nach dem Sabkha-Modell nahe. Hinweise auf eine frühdigenetische Dolomitisierung in einem Sabkha-Environment sind zudem durch die petrographischen Daten (mikrokristalline Kristallgröße) und geochemischen Parameter (Ca-Gehalt) sowie das Vorkommen von Dolomit-1 zusammen mit displaziven Evaporitknollen gegeben. Darüberhinaus sind die stabilen Sauer-

stoff-Isotopendaten trotz einer geringen Verschiebung von $\delta^{18}\text{O}$ zu leichteren Werten während der Rekristallisation/Stabilisierung annähernd mit denjenigen von rezenten Sabkha-Dolomiten aus dem Persischen Golf (MCKENZIE 1981) vergleichbar. Für die Dolomitisierung der Faziesausbildungen des Ca1 an den beckenrandlichen Positionen ist ebenfalls eine Dolomitisierung nach dem Sabkha-Modell bereits zu einem etwas früheren Zeitpunkt anzunehmen (vgl. 7.3).

Es ist davon auszugehen, dass Dolomit-1 durch die Verdrängung („replacement“) von Calcit oder Aragonit entstand, wie dies rezent für den größten Teil frühdiagenetisch gebildeter Dolomite in supra- und intertidalen, evaporitischen Environments (Sabkhas und Lagunen) beschrieben wird (vgl. ILLING et al. 1965, MCKENZIE et al. 1980). In einer Sabkha und den damit assoziierten Faziesbereichen können mehrere verschiedene Prozesse oder deren Kombination eine Dolomitisierung bewirken (vgl. MCKENZIE et al. 1980, MORROW 1990b): (1) Ein kapillarer Aufstieg dolomitisierender Wässer wird durch eine verstärkte Oberflächenevaporation verursacht. Gleichzeitig erfolgt ein landwärtiger Nachstrom marinen Wassers durch die oberflächennahen Sabkha-Sedimente, um das durch die Evaporation verlorene Grundwasser zu ersetzen („evaporative pumping“, HSÜ & SIEGENTHALER 1969). (2) Eine periodische Überflutung der Sabkha-Ebene durch marine Wässer führt bei einer hohen Evaporation zu deren zunehmender Konzentration und

zu einem gravitativem Absinken der Lösungen in die unterlagernden Sedimente („flood-recharge“, MCKENZIE et al. 1980).

Dolomit-2

Abgeleitet aus den positiven $\delta^{18}\text{O}$ -Werten kann als Bildungsmechanismus für Dolomit-2 das „seepage reflux- bzw. brine-reflux-Modell“ (ADAMS & RHODES 1960) herangezogen werden. Nach dieser Modellvorstellung sickern Mg-reiche Restlösungen, die in Folge der Ausfällung von Evaporiten entstehen, aufgrund ihrer höheren Dichte ins Unterlager oder verdrängen weniger dichte Wässer in benachbarten Sedimenten. Reflux-Dolomitierungen werden vor allem aus Plattformbereichen mit karbonatisch-evaporitischen Sedimentabfolgen beschrieben (vgl. Literaturzusammenstellung in WARREN 1999), wobei hier eine bevorzugte laterale Lösungsmigration von der evaporitischen Lagune in Richtung Plattformrand abläuft. In isolierten Evaporitbecken erfolgt die Reflux-Dolomitisierung jeweils zu Zeiten der Evaporitbildung bei einem erniedrigten Lagenspiegel überwiegend in vertikale Richtung (vgl. CLARK 1980b, WARREN 1999).

Der ansonsten hemmende Effekt hoher Salinitäten auf die Dolomitisierung wird durch das hohe Mg/Ca-Verhältnis der Brines kompensiert. Eine Zumischung von weniger konzentrierten marinen Wässern oder meteorischen Lösungen zur Salinitäterniedrigung für eine Dolomitisierung ist daher nicht unbedingt notwendig (vgl. MORROW 1978).

7.2.2.2 Dolomit-3 und Satteldolomit

Stöchiometrie und Ordnungsgrad

Dolomit-3 ist im Vergleich zu den frühdiagenetischen Dolomit-Typen stöchiometrischer. Generell zeigen kristalline Dolomite meist eine annähernd stöchiometrische Zusammensetzung (vgl. FÜCHTBAUER & GOLDSCHMIDT 1965, LUMSDEN & CHIMAHUSKY 1980, MORROW 1990b). Bei der Versenkungsdiagenese vollzieht sich durch Lösungs- und Fällungsprozesse eine Stabilisierung/Rekristallisation älterer Dolomite, wobei neben einer Zunahme in der Kristallgröße und der Anzahl nicht-planarer Kristallgrenzen eine Erhöhung des Ordnungsgrades und

eine Verschiebung zu einer stöchiometrischen Zusammensetzung hin stattfindet (vgl. HARDIE 1987, TUCKER 1990c, KUPECZ et al. 1993). Beim Ordnungsgrad liegen keine Unterschiede zwischen den einzelnen Dolomit-Typen (Dolomit-1 bis Dolomit-3) vor. Der niedrige Ordnungsgrad von Dolomit-3 ist wahrscheinlich ebenfalls auf eine Kristallisation aus salinen, Mg-reichen Porenlösungen zurückzuführen. Dadurch war die Möglichkeit für eine ideale Kristallordnung aufgrund einer hohen Kristallisationsgeschwindigkeit stark eingeschränkt (FOLK & LAND 1975, MORROW 1990a).

Spurenelemente

Die niedrigen Sr- und Na-Gehalte von Dolomit-3 lassen sich durch eine Abreicherung während der Diagenese erklären (vgl. 7.2.2.1, LAND 1980, KUPECZ et al. 1993). Leicht höhere Sr-Gehalte sind wie bei Dolomit-1 und 2 an die Anwesenheit einer Evaporitüberlagerung (Unterer Werra-Anhydrit) geknüpft (vgl. Abb. 30). Auch bei Dolomit-3 sind somit lokale Faktoren bei der Interpretation der Sr-Werte zu berücksichtigen (vgl. 7.2.2.1).

Frühdiaogenetische Dolomite zeigen in der Regel niedrige Fe- und Mn-Gehalte, da sie unter dem Einfluss oxidierender Wässer entstehen. Dolomite, die sich bei der Versenkungsdiagenese bilden, besitzen hingegen hohe Fe- und Mn-Gehalte, da diagenetische Porenfluide meist an Fe und Mn aufgrund der vorherrschend reduzierenden Bedingungen bei der Versenkung angereichert sind (TUCKER 1990c). Die höheren Fe- und Mn-Gehalte von Dolomit-3 und des Satteldolomits im Vergleich zu denjenigen der frühdiaogenetischen Dolomite stehen mit einer Anreicherung während der Versenkung in Einklang (Verteilungskoeffizient > 1). Nach LAND (1980) soll vor allem in Dolomiten, die sich aus salinaren Formationswässern bilden, ein bevorzugter Einbau von Eisen stattfinden.

Stabile Sauerstoff- und Kohlenstoff-Isotope

Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte von Dolomit-3 und des Satteldolomits sind ähnlich hoch wie diejenigen der frühdiaogenetischen Dolomite. Im Fall von Dolomit-3 spiegelt sich darin erneut die ursprüngliche Isotopenzusammensetzung der verdrängten marinen Karbonate bzw. der bei der Versenkung stabilisierten/rekristallisierten Vorgänger-Dolomite wider. Für den Satteldolomit, der größtenteils als Zement vorliegt, wird deutlich, dass dessen Kohlenstoff-Isotopenzusammensetzung bzw. die C-Zusammensetzung der Lösung, aus der der Satteldolomit ausgeschieden wurde, mit derjenigen des Nebengesteins im Gleichgewicht stand und somit für den Kohlenstoff ein überwiegend gesteinsdominiertes („rock-buffered“) Lösungssystem vorlag.

Die z.T. niedrigen $\delta^{18}\text{O}$ -Werte des Dolomit-3 und des Satteldolomits lassen sich durch den Einfluss höher temperierter und/oder an ^{18}O verarmter Lösungen während der Diagenese deuten. In

den variablen Werten des Dolomit-3 (-8,2 bis 0,3 ‰) drückt sich zusätzlich ein möglicher Einfluss der Sauerstoff-Isotopenzusammensetzung der Vorgänger-Dolomite aus.

Dolomitierungsmechanismus

Dolomit-3

Die in der Literatur aufgeführten Kriterien für während der Versenkungsdiagenese gebildete Dolomite (z.B. LAND 1980, KUPECZ et al. 1993, KUPECZ & LAND 1994) wie niedrige Na- und Sr-Gehalte, höhere Fe- und Mn-Gehalte, eine nahezu stöchiometrische Zusammensetzung sowie meist niedrige $\delta^{18}\text{O}$ -Werte treffen auch für Dolomit-3 zu. Für dessen Bildung können zwei Prozesse in Betracht gezogen werden:

(1) Rekristallisation/Stabilisierung älterer Dolomite (Dolomit-1/2)

Für die Entstehung von Dolomit-3 kann eine fortschreitende Dolomitierung des mengenmäßig nur untergeordnet auftretenden Dolomit-2 während der Versenkung angenommen werden. Dieser Prozess einer partiellen frühdiaogenetischen zu einer vollständigen Dolomitierung während der Versenkung wird von MORROW (1990b) als die übliche diagenetische Entwicklung bei kristallinen Dolomiten beschrieben. Eine Stabilisierung/Rekristallisation von Dolomit-1 ist ebenfalls denkbar.

(2) Eigenständige Dolomitierungsphase

Um eine eigenständige Dolomitierung während der Versenkungsdiagenese zu ermöglichen, ist ein Transportmechanismus für die dolomitisierenden Fluide sowie eine ausreichende Menge an Magnesium notwendig. Die Bereitstellung von Magnesium kann durch verschiedene Prozesse geschehen (vgl. MATTES & MOUNTJOY 1980, MCHARGUE & PRICE 1982, LAND 1985, MOUNTJOY & AMTHOR 1994).

Satteldolomit

Da bei den Satteldolomit-Zementen eine direkte Kristallisation aus der Lösung erfolgte, spiegelt ihre Geochemie eher die Lösungszusammensetzung wider, als dies bei Dolomiten der Fall ist, die über eine Stabilisierung/Rekristallisation älterer Dolomite entstanden (z.B. Dolomit-3). Die hohen Fe- und Mn-Gehalte der Satteldolomite deuten somit direkt

die hohen Eisen- und Mangan-Gehalte der diagenetischen Porenfluide an. Die ermittelten negativen $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der Satteldolomite zeigen, dass deren Fällung bei höheren Temperaturen ablief. Allge-

mein werden für die Bildung von Satteldolomiten Temperaturen zwischen 60 und 150 °C angenommen (RADKE & MATHIS 1980).

7.2.3 Calcit-Zemente

7.2.3.1 Radial-fibröser Zement

Radial-fibröser Zement entsteht während der Oberflächendiagenese in flachmarinen Bereichen entweder mit primärer Aragonit oder Hoch-Mg-Calcit Mineralogie (HARRIS et al. 1985, JAMES & CHOQUETTE 1990a, TUCKER 1990b). Im Laufe der diagenetischen Stabilisierung von Aragonit zu Nieder-Mg-Calcit findet meist eine stärkere texturale Transformation statt als bei der Ausgangsmineralogie Hoch-Mg-Calcit (MOORE 1989). Aus der Kristallform des Nieder-Mg-Calcits und vor allem bei Einbeziehung weiterer Kriterien (z.B. Sr-Gehalt) ist es möglich auf die primäre Karbonatmineralogie

rückzuschließen (vgl. SANDBERG 1985). Ehemalige fibröse Aragonit-Zemente lassen sich beispielsweise im REM am Auftreten rechteckiger Kristallbegrenzungen („square-ends“), die aus den Enden zahlreicher nadeliger Einzelkristalle aufgebaut werden, erkennen. Der blättrige Kristall-Habitus des hier vorliegenden radial-fibrösen Zements deutet auf ehemaligen Hoch-Mg-Calcit hin (vgl. TUCKER 1990b). Zemente aus Hoch-Mg-Calcit mit blättrigem Kristallhabitus werden rezent beispielsweise aus Riff-Karbonaten beschrieben (SCHROEDER 1972, JAMES & GINSBURG 1979).

7.2.3.2 Zementkrusten

In evaporitischen Environments sind für die Karbonatfällung und Zementkrustenbildung vor allem marin-hypersaline Fluide verantwortlich (SCHOLLE & KINSMAN 1974). Die Dripstone-Mikromorphologie der Krusten im Z1, d.h. deren Auftreten an der Pissoid-Unterseite, deutet auf vadose Bedingungen

hin. Supratidal-vadose Bedingungen in einem evaporitischen Milieu waren im Zechstein 1 des hessischen Zechsteinbeckens beim Übergang von der sub- bis intertidalen (supratidalen) Fazies (F3) zur peritidalen Fazies (F9) gegeben.

7.2.3.3 Granularer Zement

Die Bildung granularer („equant“ bzw. „circumgranular equant“) Zemente ist nicht auf ein charakteristisches diagenetisches Milieu beschränkt. Granulare Calcit-Zemente entstehen sowohl im meteorisch-phreatischen Bereich, im marinen Milieu und auch während der Versenkungsdiagenese (HARWOOD 1988, JAMES & CHOQUETTE 1990b).

In den Ooid-Grainstones (LF19) des Zechstein 1 verfüllt der granulare Zement Inter- und Intrapartikelporen. Korn-zu-Korn-Kontakte zwischen den einzelnen Komponenten lassen sich nur selten beobachten und verformte Ooide (Typ-3 Ooide)

treten nur untergeordnet auf. Dies belegt, dass die Zementation der Grainstones bereits vor einer mechanischen bzw. frühen chemischen Kompaktion erfolgte (vgl. 7.2.7). Eine Entstehung des granularen Zements während der Versenkung ist daher auszuschließen.

Das Auftreten des granularen Zements in Ooid-Intrapartikelporen zeigt an, dass der Zementation eine Lösungsphase vorausging. Vor allem im meteorisch-phreatischen Milieu ist aufgrund der leichten Verfügbarkeit von CO_2 eine Aragonitlösung zu erwarten. Die Entstehung von Intrapartikelporo-

sität in Ooid-Grainstone-Abfolgen wird daher oft mit einem meteorischen Environment assoziiert (vgl. MOORE & DRUCKMAN 1981, WAGNER & MATTHEWS 1982, HOVORKA et al. 1993).

Aus den sedimentologischen, faziellen und sequenzstratigraphischen Untersuchungen geht hervor, dass es am Ende der Zechstein-Sequenz-1 zu einem Trockenfallen des Ablagerungsraumes am Rand des Rheinischen Schiefergebirges gekommen war (vgl. 6.1.3). Zu diesem Zeitpunkt waren die Sedimente dort wahrscheinlich schon frühdiagenetisch dolomitisiert, da seit dieser Emersionsphase bereits eine Dedolomitierung der Karbonate durch meteorische Fluide eingesetzt haben könnte (vgl. 7.2.4.3, 7.2.4.4). Ein Trockenfallen am Schiefergebirgsrand zu einem früheren Zeitpunkt während des Zechsteinkalks, und damit verbunden ein meteorisches Environment zur Aragonitlösung, ist nach den faziellen Ergebnissen und sequenzstratigraphischen Interpretationen nicht anzunehmen. Zur Lösung der aragonitischen Komponenten wie auch für die Bildung des granularen Zements in den Ooid-Grainstones kann demzufolge nur ein marin-phreatisches Environment in Betracht kommen.

7.2.3.4 Blockzemente

Zementabfolgen

Im Einzelnen konnten in Abhängigkeit zur Position im hessischen Zechsteinbecken folgende Zementabfolgen beobachtet werden.

(1) Zentrales Hessisches Becken

- Partikelporen

Radial-fibröser Zement – orange lumineszierender Blockzement

(2) Schiefergebirgsrand

- Kluftporen

Fein zonierter Blockzement – orange lumineszierender Blockzement – nicht lumineszierender Blockzement

- Rhomboederförmige Kristall-Lösungsporen

Fein zonierter Blockzement – nicht lumineszierender Blockzement

- Peloid-Packstones

Dolomit – orange lumineszierender Blockzement –

Im marin-phreatischen Bereich kann eine frühdiagenetische Lösung von Aragonit bei annähernd gleichzeitiger Zementation und Fällung von Calcit stattfinden (PALMER et al. 1988). Da das marine Perm als eine Zeit mit überwiegender Aragonitbildung charakterisiert ist (SANDBERG 1983), sollte eine Lösung aragonitischer Komponenten (z.B. Ooide, Fossilien) durch marine Porenwässer nur schwer bzw. überhaupt nicht möglich sein. Allerdings wird die Aragonitlösung durch hypersalinare Fluide stark begünstigt (QING 1992). Aufgrund der salinaren Verhältnisse im hessischen Zechsteinbecken kann für die Entstehung der Intrapartikelporosität in den Ooid-Grainstones eine Aragonitlösung durch hochsalinare marine Porenfluide ohne weiteres angenommen werden. Bei einer hohen Durchflussrate solcher Porenwässer durch die Ooid-Grainstones konnte möglicherweise eine nahezu vollständige Lösung aragonitischer Komponenten erfolgen. Dadurch stieg die CaCO_3 -Konzentration in der Porenlösung an und beim Erreichen der Calcit-Sättigungsgrenze konnte es schließlich zur Calcit-Zementation kommen.

nicht lumineszierender Blockzement

- Ooid-Grainstones

Granularer Zement – Dolomit – orange lumineszierender Blockzement – nicht lumineszierender Blockzement

(3) Spessart und Schlüchterner Senke

Dolomit 1/2 – Dolomit 3 – orange lumineszierender Blockzement – Satteldolomit

Die Bildung der Blockzemente erfolgte nach der frühdiagenetischen Dolomitierung der Z1-Karbonate. Ihre Entstehung ist dabei im Zusammenhang mit der Dedolomitierung der Zechstein-Karbonate zu sehen (7.2.4). In der Abfolge der Blockzemente ist eine Überlagerung von beckenweit verfolgbaren diagenetischen Ereignissen und lokalen Einflüssen erkennbar. Ein im gesamten hessischen Zechsteinbecken nachweisbares diagenetisches Ereignis ist die Verdrängung von Dolomit durch den orange

lumineszierenden Blockzement (Dedolomitisierung) bzw. die Verfüllung offener Poren durch diesen Zement.

Aus der Abfolge am Spessart ist ersichtlich, dass dort die Zementation durch den orange lumineszierenden Blockzement nach der Bildung von Dolomit-3 und somit nach einer Stabilisierung/Rekristallisation der frühdiagenetischen Dolomite während der flachen Versenkungsdiagenese stattfand. Dabei wurden vor allem die Dolomit-Rhomboeder, die direkt an den Porenraum angrenzen, an ihren Rändern durch den orange lumineszierenden Calcit verdrängt. Am Schiefergebirgsrand erfolgte eine weit intensivere Verdrängung von Dolomit durch den orange-lumineszierenden Blockzement, weshalb hier keine eindeutige Zuordnung der Dolomitrelikte zu einem der ausgehaltenen Dolomit-Typen (Dolomit-1 bis Dolomit-3) vorgenommen werden kann. In der Zementabfolge tritt der orange-lumineszierende Blockzement nach dem fein zonierten Blockzement oder nach dem granularen Zement auf. Im Becken folgt der orange lumineszierende Blockzement auf den radial-fibrösen Calcit-Zement.

In der weiteren Zementabfolge liegen unterschiedliche Ausbildungen im hessischen Zechsteinbecken und somit verschiedene diagenetische Entwicklungen vor. Am Spessart schließt sich auf den orange lumineszierenden Blockzement Satteldolomit an. Am Schiefergebirgsrand wie auch im Übergangsbereich vom Schiefergebirgsrand zum zentralen Hessischen Becken folgt auf den orange lumineszierenden Blockzement ein nicht lumineszierender Blockzement, der den Restporenraum ganz oder teilweise plombieren kann.

Grob zonierter Blockzement ist sowohl am Spessart als auch am Schiefergebirge in Drusen, Klüften und Gesteinslösungs-poren vorhanden. Am Spessart lässt sich dabei keine Beziehung zu den übrigen Zementen erkennen. Am Schiefergebirgsrand kann der Zement auf den orange lumineszierenden Blockzement folgen.

Bildungsmilieu

Die unterschiedlichen Lumineszenzen der Blockzemente weisen auf Variationen ihrer Fe- und/oder Mn-Gehalte hin. Die Veränderungen im

Spurenelementgehalt können auf die verschiedenen Faktoren zurückzuführen sein, wie z.B. eine Änderung des Spurenelementgehaltes der Lösung, eine Änderung des Eh oder der Ionenaktivitätskoeffizienten (vgl. MACHEL & BURTON 1991a, MACHEL 2000).

Über die stabilen Kohlenstoff- und Sauerstoff-Isotopenzusammensetzungen können Aussagen zum diagenetischen Environment bei der Bildung der Blockzemente getroffen werden. Die Isotopenzusammensetzung der Zemente hängt dabei im Wesentlichen von der Bildungstemperatur bei der Calcit-Kristallisation, der Isotopenzusammensetzung der Lösung und deren Wechselwirkung mit dem umgebenden Gestein (Wasser-Gesteins-Verhältnis) ab (vgl. HUDSON 1977, LOHMAN 1982).

Der grob zonierte Blockzement aus den randfazialen Ausbildungen des Zechstein 1 am Rheinischen Schiefergebirge und am Spessart ist aufgrund der negativen $\delta^{13}\text{C}$ -Werte und seiner Lumineszenz als ein meteorischer Zement zu interpretieren (vgl. HUDSON 1977, ALLAN & MATTHEWS 1982). Der nicht lumineszierende Blockzement in Interpartikelporen der Peloid-Packstones am Schiefergebirge weist ähnlich negative $\delta^{13}\text{C}$ -Werte wie der grob zonierte Blockzement auf, und wird daher dort ebenfalls als eine meteorische Bildung aufgefasst. Im Übergangsbereich vom zentralen Hessischen Becken zum Schiefergebirgsrand treten der fein zonierte Blockzement und der nicht lumineszierende Blockzement zusammen auf. Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte liegen ähnlich hoch wie für das karbonatische Nebengestein und lassen hier insbesondere für den nicht lumineszierenden Blockzement keinen Einfluss isotopisch leichten Kohlenstoffs (z.B. aus meteorischen Lösungen) erkennen. Die recht niedrigen $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der beiden Zemente deuten an diesen Lokationen auf höher temperierte, isotopisch leichte Lösungen hin.

Die unterschiedliche Isotopenzusammensetzung, vor allem die unterschiedlichen $\delta^{18}\text{O}$ -Werte, des nicht lumineszierenden Blockzements an verschiedenen Lokationen des hessischen Zechsteinbeckens bedürfen einer Erklärung. Es bieten sich dazu prinzipiell zwei Ansätze an, wobei auch ein Zusammenwirken der beiden denkbar ist:

(1) Kristallisation aus einer Lösung bei unterschiedlichen Temperaturen

Bei Vorliegen einer bezüglich des Sauerstoffs isotopisch einheitlichen und sich nicht verändernden Lösung kann man von der vereinfachten Annahme ausgehen, dass eine Temperaturerhöhung von 10 °C aufgrund der temperaturabhängigen Fraktionierung zwischen Calcit und Wasser (FRIEDMAN & O'NEIL 1977) eine Erniedrigung des $\delta^{18}\text{O}$ -Wertes von ca. 2 ‰ bewirkt (HURLEY & LOHMANN 1989). Die Differenz zwischen dem höchsten gemessenen $\delta^{18}\text{O}$ -Wert des nicht lumineszierenden Blockcalcits in der Bohrung Braunsen (Teufe 366,0 m, Übergang vom Schiefergebirgerand zum hessischen Becken) und dem niedrigsten $\delta^{18}\text{O}$ -Wert aus der oberflächennahen Bohrung A95/B1 (Teufe 8,5 m, Schiefergebirgerand) beträgt 4,8 ‰. Daraus errechnet sich eine Temperaturdifferenz von 24 °C zwischen den beiden Lokationen für eine bezüglich Sauerstoff isotopisch einheitliche Lösung, die jeweils mit dem nicht lumineszierenden Calcit bei dessen Bildung im Gleichgewicht stand. Nimmt man an, dass die höheren Temperaturen bei der Kristallisation des nicht lumineszierenden Blockzements in der Bohrung Braunsen durch eine Erwärmung dieser Lösung bei der Versenkung erreicht wurden, so bedarf dies bei einem geothermischen Gradienten von 3 °C/100 m einer Überlagerungsdifferenz von 800 m zwischen den beiden Positionen. Ein solch großer Überlagerungsunterschied an

den beiden Lokationen war jedoch während des gesamten Zechsteins, als am Schiefergebirgerand geeignete meteorische Bedingungen für die dortige Bildung des nicht lumineszierenden Blockzements vorlagen, nicht gegeben.

(2) Kristallisation aus isotopisch unterschiedlichen Lösungen

Die unterschiedlichen Isotopenzusammensetzungen des nicht lumineszierenden Blockzements können alternativ als das Ergebnis einer Kristallisation aus isotopisch unterschiedlichen Lösungen erklärt werden (vgl. Abb. 36). Direkt am Schiefergebirgerand lagen meteorische Fluide mit reichlich gelöstem, isotopisch leichtem Kohlenstoff (z.B. aus dem Zerfall organischer Substanz oder aus der Bodenluft) und isotopisch leichtem Sauerstoff vor. Im Übergangsbereich zum Becken vermischten sich diese meteorischen Wässer mit höher temperierten Wässern. Höher temperierte Lösungen könnten im hessischen Zechsteinbecken beispielsweise als Kompaktionswässer vom Beckenzentrum in Richtung Beckenrand migriert sein. Die in diesem Mischbereich (z.B. Bohrung Braunsen) ausgefallenen Zemente weisen daher etwas niedrigere $\delta^{18}\text{O}$ -Werte als die rein meteorischen Zemente auf. Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte liegen im Bereich des Nebengesteins, da hier kein isotopisch leichtes CO_2 aus der Bodenluft mehr vorgelegen haben dürfte und das System für den Kohlenstoffhaushalt gesteinsdominiert war.

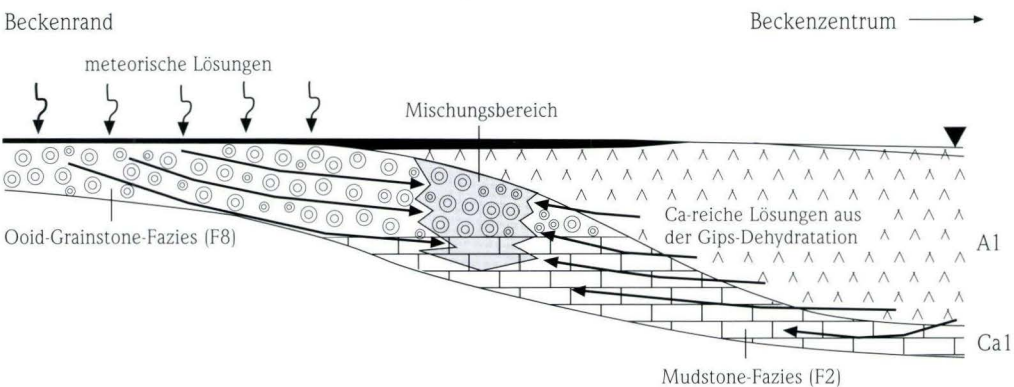


Abb. 36. Modell zur Bildung calcitischer Blockzemente durch Mischung unterschiedlicher Fluide im Übergangsbereich vom Beckenrand zum Becken.

7.2.3.5 Calcit-Zemente in Klüften und an Stylolithen

Diese Calcit-Zemente entstanden wahrscheinlich zum überwiegenden Teil während der tiefen Versenkungsdiagenese. Eine zunehmende Überlagerung führte während der Versenkung zum Aufreißen annähernd schichtnormal verlaufender, subvertikaler Klüfte, die anschließend von Calcit zementiert wurden. Für diejenigen Klüfte, die von Stylolithen versetzt werden, kann auch eine etwas frühere Bildung sowie eine Calcit-Zementation bereits während der flachen Versenkungsdiagenese angenommen werden. Die Verdrängung durch Anhydrit deutet eine zeitliche Einordnung der Klüftzementation durch Calcit vor einer späteren Anhydritbildung an (vgl. 7.2.5.1). Calcit-Zemente im Bereich

von Vertikalstylolithen können im Zusammenhang mit der chemischen Kompaktion interpretiert werden (vgl. 7.2.7). Während der Drucklösung erfolgte eine Mobilisierung von Karbonat, das in Druckschattenbereichen wiederum als Zement auskristallisieren konnte (vgl. CHOQUETTE & JAMES 1990). WONG & OLDERSHAW (1981) beschreiben aus devonischen Riff-Karbonaten ebenfalls Calcit-Zemente im Bereich von Stylolithen, die während der tiefen Versenkungsdiagenese entstanden. Als Ursache der lokalen Calcit-Zementation wird hierbei eine Übersättigung der ansonsten lediglich an Calcit-gesättigten Porenfluide in der unmittelbaren Nähe der Stylolithenbahnen angesehen.

7.2.4 Kalksteine – Dedolomitisierung

Die stabilen Kohlenstoff- und Sauerstoff-Isotopenwerte der Kalksteine im Vergleich zu denjenigen der Brachiopodenschalen zeigen, dass für die Kalksteine nicht mehr die primären marinen Isotopensignale vorliegen (Abb. 27, 33). Dies ist auf eine diagenetische Beeinflussung und mineralogische Umwandlung der Karbonate zurückzuführen. Bei den Kalksteinen im Zechstein 1 handelt es sich zum überwiegenden Teil um Dedolomite. Unter Dedolomitisierung (VON MORLOT 1848, cit. in EVAMY

1967) wird die Verdrängung von Dolomit durch Calcit während der Diagenese verstanden. Die Dedolomitisierung im Z1 steht in Verbindung mit der Bildung der calcitischen Blockzemente (vgl. 7.2.3.4.). Daneben kann Dolomit im Zechstein 1 auch von anderen Mineralphasen wie beispielsweise Anhydrit verdrängt werden (vgl. 7.2.5.1). Die Begriffe Dedolomit und Dedolomitisierung werden in vorliegender Arbeit jedoch ausschließlich auf calcitische Dedolomite bezogen.

7.2.4.1 Dedolomit-Texturen

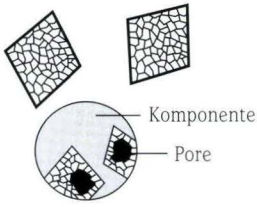
Im Dünnschliff lassen sich eine Reihe von Texturen erkennen, die als das Resultat einer Dedolomitisierung aufzufassen sind (Abb. 37).

(1) Calcitische Rhomboeder

Bei der Dedolomitisierung findet durch die Kristallisation feinen Calcits meist eine Regeneration sedimentärer Texturen statt („ghost sedimentary structures“ nach CLARK 1980a). Insbesondere Dedolomite, die ursprünglich eine Mudstone-Textur aufwiesen, können mikrosparitischen Kalksteinen ähneln, die lediglich einer Rekristallisation (ohne Dedolomitisierung) unterlagen, und mit diesen ver-

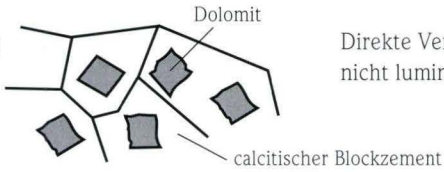
wechselt werden. Die mikrokristallinen Kalksteine der Beckenfazies im Zechstein 1 können eindeutig als Dedolomite angesprochen werden, da sich in ihnen einzelne calcitische Rhomboeder erkennen lassen (Tafel 9, Fig. 2). Es handelt sich um so genannte „composite calcite rhombohedrons“ (EVAMY 1967), die bei einer völligen Dedolomitisierung einzelner Dolomithomboeder durch den pseudomorphen Ersatz durch Calcit entstehen (vgl. 7.1.4.1). Calcitische Rhomboeder, deren zentrale Bereiche stellenweise gelöst sein können, sind auch in den Ooid-Grainstones am Schiefergebirgsrand anzutreffen.

1



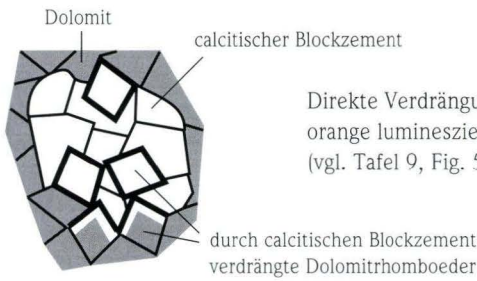
„Composite Calcite Rhombohedrons“
Pseudomorpher Ersatz von Dolomit durch Calcit

2



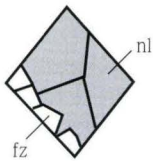
Direkte Verdrängung durch orange oder
nicht lumineszierenden Blockzement

3



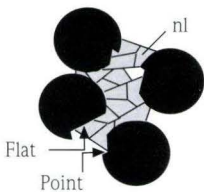
Direkte Verdrängung von Dolomit-3 durch
orange lumineszierenden Blockzement
(vgl. Tafel 9, Fig. 5, 6)

4



Lösung von Dolomitrhomboedern und Zementation des
Porenraums durch fein zierten (fz) und nicht lumines-
zierenden (nl) Blockzement

5



„Points und Flats“
Lösung von Dolomitrhomboedern und spätere
Zementation des Porenraumes durch nicht
lumineszierenden (nl) Blockzement

Abb. 37. Zusammenstellung verschiedener Dedolomit-Texturen aus den Z1 Karbonaten.

(2) Dolomitrhomboeder in calcitischen Blockzementen

Innerhalb des orange lumineszierenden und des nicht lumineszierenden calcitischen Blockzements treten einzelne, dunkelrot lumineszierende Dolomitrhomboeder auf. Die Rhomboeder können mitunter extrem unregelmäßige äußere Kristallbegrenzungen aufweisen (Tafel 9, Fig. 3, 4). Im Durchlicht heben sich die Dolomitrhomboeder gegenüber den Calcit-Zementen durch ihre dunklen Säume deutlich ab. Bei den dunklen Säumen handelt es sich vermutlich um Fe-Oxide und/oder -Hydroxide (s.u., Punkt 3). Im Inneren der Rhomboeder sind unregelmäßig verteilte, klare und dunkelbraune, wahrscheinlich Fe-reiche Bereiche vorhanden. Makroskopisch erzeugt diese Art der Dedolomitisierung im Handstück eine fleckige Braunfärbung (vgl. 7.1.4.2).

(3) Randliche Verdrängung von Dolomit-3 durch orange lumineszierenden Blockzement

In Interkristallporen des Dolomit-3 ist orange lumineszierender, calcitischer Blockzement vorhanden, der die dunkelrot lumineszierenden Dolomitrhomboeder vom Rande her verdrängt (vgl. 7.1.3.4; Tafel 9, Fig. 5, 6). Die durch Calcit verdrängten Rhomboeder sind wie bei (2) ebenfalls meist durch dunkle Randbereiche charakterisiert, bei denen es sich um Fe-Oxide und -Hydroxide handelt. Röntgendiffraktometrisch konnte in einer Probe Goethit ermittelt werden. Fe-Oxide/Hydroxide können vor allem bei der Dedolomitisierung Fe-haltiger Dolomite entstehen (vgl. AL-HASHIMI & HEMINGWAY 1973, CLARK 1980a, FRANK 1981, PURSER 1985, HARWOOD 1986).

(4) Rhomboederporen mit calcitischen Blockzementen

In mikrokristallinen Kalksteinen finden sich 0,5 bis 0,7 mm große, rhomboederförmige Poren. In den Poren sind calcitische Blockzemente (fein zerniert und nicht lumineszierend) anzutreffen (Tafel 8, Fig. 3, 4). Diese Dedolomitisierungs-Textur ist auf Lösungs- und spätere Zementationsprozesse zurückzuführen (vgl. 7.2.4.2)

(5) „Points und Flats“

Der intergranulare Porenraum in den Ooid-Grainstones und Peloid-Packstones zeigt bei genauerer Betrachtung gerade oder spitzwinklige Begrenzungen. Punktuelle, spitze Depressionen treten vor allem an den randlichen Bereichen von Komponenten im unmittelbaren Kontakt zum Porenraum auf. PURSER (1985) beschreibt solche Texturen als „Points und Flats“ aus mitteljurassischen Ooid- und Peloid-Grainstones des Pariser Beckens und interpretiert diese als Teilbereiche ehemaliger Dolomitrhomboeder. Nach der Lösung von Dolomit hinterlassen die Kristallkanten der Rhomboeder gerade Porengrenzen („Flats“). Spitzwinklige Porenbegrenzungen und die Einbuchtungen in den Komponenten sind durch die ehemaligen Kristallenden der Rhomboeder verursacht („Points“). Eine spätere Zementation des intergranularen Porenraumes durch den nicht lumineszierenden Blockzement erschwert in den Partikelkarbonaten des Zechstein 1 häufig das Erkennen dieser Texturen.

7.2.4.2 Dedolomitisierungsmechanismus

SHEARMAN et al. (1961) unterscheiden zwischen zentrifugaler und zentripetaler Dedolomitisierung. Bei zentrifugaler Dedolomitisierung erfolgt eine Verdrängung des Dolomits durch feinerkristalline Calcitkristalle innerhalb der einzelnen Dolomitrhomboeder, d.h. es findet ein pseudomorpher Ersatz von Dolomit durch Calcit statt. Diese Art der Dedolomitisierung trifft für die unter (1) genannten „composite calcite rhombohedrons“ zu. Unter zentripetaler Dedolomitisierung wird eine Verdrängung

von Dolomit durch ein Mosaik von Calcitkristallen verstanden, die größer als die ehemaligen Dolomitrhomboeder sind. Die Dolomitrhomboeder werden dabei von den Calcitkristallen poikilotopisch umschlossen. Eine zentripetale Dedolomitisierung ist meist nur in zuvor vollständig dolomitisierten Abfolgen anzutreffen (SHEARMAN et al. 1961). Die unter (2) und (3) beschriebenen Dedolomit-Gefüge sind auf diesen Prozess zurückzuführen. Die Verdrängung von Dolomit bei gleichzeitiger Zementation

durch Calcit zeigt dabei eine inkongruente Dolomitlösung an. Unter inkongruenter Lösung versteht man allgemein die Auflösung einer Festphase in Wasser und die begleitende, unmittelbare Ausfällung einer anderen Festphase mit unterschiedlicher chemischer Zusammensetzung (DE GROOT 1967).

Die unter (4) beschriebenen rhomboederförmigen Poren, die durch verschiedene Blockzemente ausgekleidet sind, als auch die in den Ooid-Grainstones und Peloid-Packstones vorliegenden „Points und Flats“ (5) entstanden vermutlich als Folge von kongruenter Dolomitlösung. Bei kongruenter Lösung geht Dolomit direkt in Lösung, ohne dass das Stabilitätsfeld für Dolomit-Calcit-Wasser oder Calcit-Wasser erreicht wird (vgl. DE GROOT 1967). Es läuft somit keine gleichzeitige Calcit-Zementation ab. Folglich bilden sich bei kongruenter Dolomitlösung zuerst Kristall-Lösungsporen. Eine erneute Zementation dieser Poren durch Calcit kann erst zu einem späteren Zeitpunkt bei verändertem Fluidchemismus (d.h. bei Calcitsättigung) erfolgen. Jedoch können nach EVAMY (1967) rhomboederförmige Poren nur durch die Lösung von Dedolomit entstehen. Eine vorherige Verdrängung des Dolomits durch feinkristallinen Calcit innerhalb der Dolomithomboeder (= inkongruente Dolomitlösung) soll demnach eine notwendige Voraussetzung sein, damit es zur Bildung rhomboederförmiger Poren kommen kann.

Die experimentellen Untersuchungen von DE GROOT (1967) legen nahe, dass Dedolomitisierung an oberflächennahe Diagenesebedingungen geknüpft ist. Physiko-chemische Voraussetzungen hierfür sind nach DE GROOT (1967) niedrige Temperaturen < 50 °C, ein geringer CO₂-Partialdruck < 0,5 atm sowie ein genügend hoher Wasserdurchfluss, der durch eine Mg²⁺-Abfuhr das Ca/Mg ständig ausreichend hoch hält. Eine Reihe von geologischen Studien konnten diese experimentellen Ergebnisse bestätigen und zeigen, dass Dedolomitisierung subrezent bis rezent nach einer Heraushebung dolomitischer Karbonatabfolgen während der Telodiagenese im meteorischen Diagenesebereich abläuft (AL HASHIMI & HEMINGWAY 1973, FRANK 1981, KALDI 1986, HARWOOD 1986, LEE & HARWOOD 1989). Demnach können dedolomitierte Horizonte in tiefer versenkten Abfolgen eine mit meteorischer Diagenese verbundene ehemalige Emersion anzeigen (vgl. EVAMY 1967, PURSER 1985).

Dedolomitisierung findet nur dann statt, wenn genügend Ca²⁺ zur Verfügung steht. Hydrochemische Untersuchungen in rezenten karbonatischen Aquiferen (ermittelte Wassertemperaturen zwischen 6 und 70 °C) und die dabei errechneten Massenbilanzierungen zeigen, dass ohne eine zusätzliche Ca²⁺-Quelle Dedolomitisierung nur in geringem Maße möglich ist (BACK et al. 1983). Eine geeignete Ca²⁺-Quelle stellt beispielsweise die Lösung von Gips aus dem Aquifergestein oder aus hydraulisch mit dem Aquifer verbundenen unter- oder überlagernden evaporitischen Einheiten dar (BACK et al. 1983). Aufgrund einer Zufuhr von Calcium-Ionen aus der Gipslösung in das System Karbonat-Wasser kann dieses die Sättigung für Calcit erreichen. Bei der Fällung von Calcit erfolgt eine Erniedrigung des pH-Wertes, was zu weiterer Dolomitlösung führt. Durch die ständig hohe Calcitsättigung der Lösung ist nicht nur eine Verdrängung von Dolomit durch Calcit (Dedolomitisierung), sondern auch eine Zementation offener Porosität durch Calcit möglich (vgl. AL HASHIMI & HEMINGWAY 1973, BACK et al. 1983).

Dedolomitisierung ist nicht nur an oberflächennahe Bedingungen geknüpft, sondern findet auch während der Versenkungsdiagenese statt (vgl. KATZ 1968, CLARK 1980a, b, LAND & PREZBINDOWSKI 1981, BUDAI et al. 1984, HUTTEL 1989, ZEEH et al. 1992). In verschiedenen Experimenten, die unter unterschiedlichen Rahmenbedingungen durchgeführt wurden (pCO₂, Chemismus der dedolomitisierenden Lösung), konnte nachgewiesen werden, dass eine Dedolomitisierung auch bei höheren Temperaturen möglich ist (SCHLOEMER 1953: > 300 °C, KASTNER 1982: 200 °C, MICHAELIS 1991: 140 °C). Auch hier ist der Ca-Ionen Gehalt in der Lösung der Faktor, der den Dedolomitisierungsprozess entscheidend steuert (vgl. KASTNER 1982). LAND & PREZBINDOWSKI (1981) nehmen als Calcium-Quelle für die Dedolomitisierung unterkretazischer Karbonate in Texas Ca²⁺-haltige, heiße Lösungen an, die bei der Albitisierung von detritischem Plagioklas unter Anwesenheit von Quarz und Halit bei Temperaturen von 200–250 °C entstanden, und entlang von Störungszonen aufstiegen. Eine Calcium-Zufuhr aus Evaporiten kann besonders für karbonatisch-sulfatische Sedimentabfolgen in Be-

tracht gezogen werden. So werden beispielsweise im Zechstein unterschiedliche Prozesse zur Bereitstellung des Ca^{2+} aus Evaporiten vermutet, die eine Dedolomitisierung der Dolomite im Zechstein verursachten. Nach CLARK (1980b) sollen CaSO_4 -reiche Fluide bei der Drucklösung und der Entwässerung der Zechstein-Anhydrite entstehen. Die Entwässerung von Gips bzw. die Transformation von Gips zu Anhydrit kann ebenfalls Ca-reiche Lösungen liefern (TUCKER & HOLLINGWORTH 1986, STROHMENGER et al. 1996a). BELOW (1992) sieht hingegen die Lösung von CaSO_4 durch den Dedolomitisierungsprozess selbst verursacht. Dabei wird ein Kreislauf in Gang gesetzt, bei dem durch den ständigen Ca-Entzug während der Dedolomitisierung (Calcitfällung) eine verstärkte Anhydritlösung bewirkt wird. Diese wiederum treibt durch

die Zufuhr von Calcium-Ionen die Dedolomitisierung voran.

Für die während der Dedolomitisierung ablaufende inkongruente Dolomitlösung wird die Anwesenheit von CO_2 als eine nötige Voraussetzung betrachtet (DE GROOT 1967, CLARK 1980b). Während unter oberflächennahen Diagenesebedingungen eine Bereitstellung von gelöstem CO_2 (aus der Bodenluft oder aus der Atmosphäre) durch meteorische Wässer erfolgen kann, ist bei der Versenkungsdiagenese eine andere CO_2 -Quelle erforderlich. Hier kann die thermische Degradation organischen Materials das nötige CO_2 liefern (vgl. CLARK 1980b, BUDAI et al. 1984, HUTTEL 1989, HUTTEL & MAUSFELD 1991, VOIGT 1995). Der CO_2 -Partialdruck darf jedoch nicht zu hoch liegen, da ansonsten nur kongruente Dolomitlösung stattfindet (DE GROOT 1967).

7.2.4.3 Dedolomitisierungsmilieu im Zechstein 1

In Abhängigkeit von der jeweiligen Position im hessischen Zechsteinbecken kommen für die Dedolomitisierung der Zechstein 1 Karbonate unterschiedliche Diagenesemilieus in Betracht.

Dedolomitisierung während der flachen Versenkungsdiagenese

Die im Vergleich zu den Dolomiten und den Brachiopodenschalen niedrigen $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der mikrokristallinen Kalksteine der Beckenfazies im Zechstein 1 (vgl. Abb. 27, 33) sind auf höher temperierte, an ^{18}O abgereicherte Lösungen zurückzuführen, die eine Dedolomitisierung im Becken bewirkt haben könnten. Diese Lösungen als auch das für die Dedolomitisierung nötige Ca^{2+} stammen wahrscheinlich aus der Transformation von Gips zu Anhydrit (s.o.).

Die Umwandlung von Gips zu Anhydrit hängt nicht nur von der Temperatur sondern auch vom NaCl-Gehalt der an der Umwandlung beteiligten Lösung ab. Hygroskopische NaCl-Brines spielen bei der Entwässerung von Gipsen eine wichtige Rolle (SONNENFELD 1984), wobei der Prozess bereits bei geringer Überlagerung und relativ niedrigen Temperaturen ablaufen kann (vgl. 7.2.5.1). Während die Umwandlung unter Einwirkung einer 0 bis 1 mo-

laren NaCl-Lösung bei Temperaturen von 38–42 °C stattfindet, ist dies beispielsweise bei einer 5 molaren Lösung schon unter Oberflächentemperaturen von ca. 22 °C möglich (MARSHALL & SLUSHER 1966, vgl. Abb. 40). Für die Entwässerung der Gipsablagerungen des A1 im Werra-Becken und im zentralen Hessischen Becken kann eine Beteiligung von NaCl-Brines aus dem Werra-Halit angenommen werden. Die Bereitstellung von Ca^{2+} durch diesen Vorgang für die Dedolomitisierung der Beckenabfolgen war somit wahrscheinlich schon während der flachen Versenkungsdiagenese gegeben.

Da die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte der Kalksteine (Dedolomite) der Beckenfazies ähnlich hoch liegen, wie diejenigen der Dolomite, ist bei der Dedolomitisierung bzw. Dolomitlösung eine Beteiligung von isotopisch leichtem CO_2 , wie z.B. aus der thermischen Degradation organischen Materials (vgl. 7.2.4.2) oder durch versenkte meteorische Lösungen, unwahrscheinlich. Die ähnlichen $\delta^{13}\text{C}$ -Werte der Dedolomite und Dolomite legen nahe, dass das CO_2 aus den verdrängten Dolomiten selbst stammt.

Die Dedolomitisierung der Beckenkarbonate erfolgte über die Verdrängung von Dolomit durch orange lumineszierenden Blockzement. Eine Verdrängung von bereits diagenetisch stabilisiertem

Dolomit (Dolomit-3) durch orange lumineszierenden Blockzement ausgehend von der Zementation des Porenraumes wird an den Proben aus dem Spessart deutlich. Es ist daher anzunehmen, dass die Entwässerung von Gips und die gleichzeitige Lösung von Dolomit zu einer Sättigung der Beckenfluide an Calcit führte, sodass während der Dedolomitierung eine direkte Zementation offenen Porenraums möglich war.

Dedolomitierung durch meteorische Lösungen

Am Schiefergebirgsrand lässt sich eine Dedolomitierung erkennen, die ebenfalls im Zusammenhang mit der Bildung der calcitischen Blockzemente (orange lumineszierender und nicht lumineszierender Blockzement) steht. Dabei wurde ein Calcit-Saum (orange lumineszierender Blockzement) um ältere Zemente (z.B. granularer Zement) und/oder um Dolomithomboeder ausgefällt. In den Ooid-Grainstones und Peloid-Grainstones wurden die Dolomitkristalle stellenweise direkt (zentrifugal, „composite calcite rhombohedrons“) oder zentripetal von Calcit verdrängt. Der verbleibende Porenraum wurde durch den orange lumineszierenden Blockzement und anschließend durch den nicht lumineszierenden Blockzement verfüllt. In der Lumineszenzabfolge der Blockzemente von orange lumineszierend zu nicht lumineszierend drückt sich wahrscheinlich eine zunehmender Einfluss von oxydierenden Fluiden (wie z.B. meteorischen Lösungen) aus, die bei der Calcitfällung beteiligt waren. Die im Allgemeinen etwas niedrigeren $\delta^{13}\text{C}$ -Werte der Kalksteine der Randfazies (mit Ausnahme des Nebengesteins der Korbacher Spalte) im Vergleich zu den Werten der Kalksteine der Beckenfazies geben einen weiteren Hinweis auf einen meteorischen Einfluss bei der Dedolomitierung der Randkarbonate (vgl. Abb. 33). Dieser meteorische Einfluss verdeutlicht sich vor allem in der Isotopenverteilung in den Profilen an der Korbacher Spalte (7.1.4.3; Abb. 34, 35).

Korbacher Spalte

Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte des karbonatischen Anteils der Spaltenfüllung liefern keine Hinweise auf eine Beteiligung permischen Meerwassers, da die entspre-

chenden Isotopenzusammensetzungen der Brachiopodenschalen aus dem Zechstein im Allgemeinen isotopisch schwerer sind. Die starke Erniedrigung der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte kann nur durch einen ausreichend hohen Lösungsdurchfluss mit gelöstem, isotopisch leichtem CO_2 , wie z.B. aus der Bodenluft (Zerfall organischer Substanz im Boden) erklärt werden. Ein möglicher Anteil isotopisch leichten Kohlenstoffs aus der Zersetzung organischer Substanz aus dem Nebengestein kann jedoch nicht ausgeschlossen werden.

Die $\delta^{13}\text{C}$ - und $\delta^{18}\text{O}$ -Werte des dedolomitierten, karbonatischen Nebengesteins der Korbacher Spalte (Ooid-Grainstones), und damit der calcitischen Blockzemente (orange lumineszierend und nicht lumineszierend), wie auch des hier häufig in Gesteinslösungsprozessen anzutreffenden grob zonierten Blockzements lassen eine deutliche „inverted J-shaped curve“ (LOHMANN 1982, MEYERS & LOHMANN 1985) erkennen (Abb. 38). Diese Form der Isotopenverteilung resultiert aus der unterschiedlichen Verfügbarkeit von isotopisch unterschiedlich zusammengesetztem CO_2 in einer meteorisch-phreatischen Zone. So werden nach ALLAN & MATTHEWS (1982) in der meteorisch-phreatischen Zone isotopisch (Kohlenstoff, Sauerstoff) sehr leichte Zemente in der Nähe zur vadosen Zone gebildet, da hier der Anteil von isotopisch leichtem CO_2 aus der Bodenluft noch sehr hoch ist. Mit zunehmender Entfernung von der vadosen Zone steigt der Einfluss des Kohlenstoffs aus dem Nebengestein an, sodass sich die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte erhöhen. Die Änderungen der $\delta^{13}\text{C}$ -Werte finden entlang der so genannten „meteorischen Calcit-Linie“ statt (Abb. 39). In noch größerer Entfernung nehmen auch die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte zu, bis schließlich die Kohlenstoff- und Sauerstoff-Isotopenzusammensetzungen ähnlich der des Nebengesteins sind.

Diese Effekte auf die Kohlenstoff- und Sauerstoff-Isotopenzusammensetzungen der Karbonatzemente in einer meteorisch-phreatischen Zone spiegeln sich auch in dem Horizontal- und dem Vertikalprofil durch das dedolomitierte, karbonatische Nebengestein der Korbacher Spalte wider (Abb. 34, 35). So treten an der Oberkante des Vertikalprofils, die einer vadosen Zone am nächsten gelegen haben sollte, die niedrigsten $\delta^{13}\text{C}$ - und $\delta^{18}\text{O}$ -Werte auf.

Die ca. 0,5 m darunter genommene Probe zeigt einen sehr stark erhöhten $\delta^{13}\text{C}$ -Wert und einen etwas weniger erhöhten $\delta^{18}\text{O}$ -Wert. Etwa 4 m unterhalb des Tops liegen die $\delta^{13}\text{C}$ - und $\delta^{18}\text{O}$ -Werte der dedolomitisierten Pack-Grainstones in einem Bereich der ungefähr der Zusammensetzung des primären, dolomitischen Gesteins (vermutlich Dolomit-1) entspricht (vgl. Abb. 27). Im Horizontalprofil zeigt sich der Rückgang der $\delta^{13}\text{C}$ - und $\delta^{18}\text{O}$ -Werte erst in unmittelbarer Nähe zur Korbacher Spalte, wobei nicht ganz so niedrige $\delta^{13}\text{C}$ - und $\delta^{18}\text{O}$ -Werte erreicht werden, wie im oberen Bereich des Verti-

kalprofils. Dies deutet auf einen etwas schwächeren Einfluss von isotopisch leichtem CO_2 aus der Bodenluft hin, d.h. eine etwas größere Entfernung zur vadosen Zone. In einer Entfernung von ca. 3 m liegen die $\delta^{13}\text{C}$ - und $\delta^{18}\text{O}$ -Werte bereits wieder in einem Bereich der für den ursprünglichen Dolomit charakteristisch ist.

Die $\delta^{13}\text{C}$ -Werte der Karbonate im Spaltenrandbereich und an der Steinbruchoberkante konnten, ähnlich wie bei der Spaltenfüllung (s.o.), nur durch einen ausreichend hohen Lösungsdurchfluss mit gelöstem, isotopisch leichtem CO_2 aus der Bodenluft signifikant erniedrigt werden. Dieser war nur in unmittelbarer Nähe zur Korbacher Spalte und am Top der Randkarbonate gewährleistet. Die Isotopentrends spiegeln daher den Übergang von einem lösungsdominierten System direkt an der Korbacher Spalte zu einem gesteinsdominierten System mit zunehmender Entfernung zur Spalte und zur Steinbruchoberkante wider.

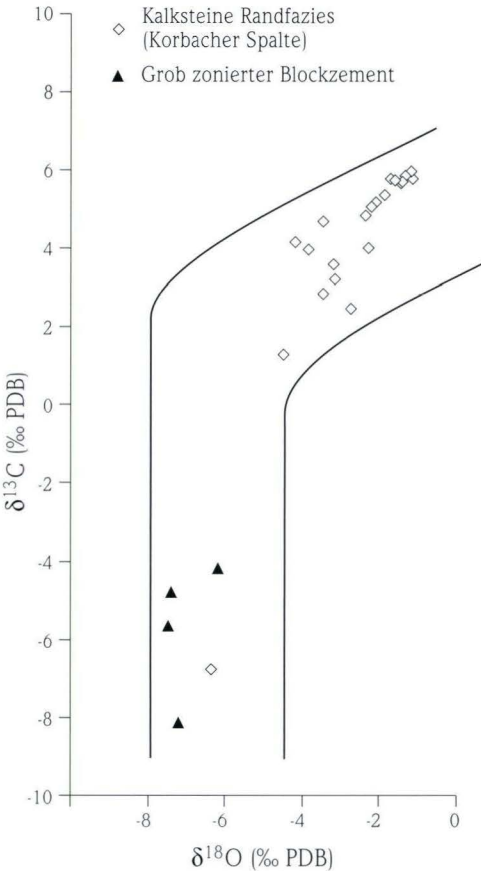


Abb. 38. „Inverted J-shaped curve“ in Kalksteinen und Calcit-Zementen aus dem Bereich der Korbacher Spalte.

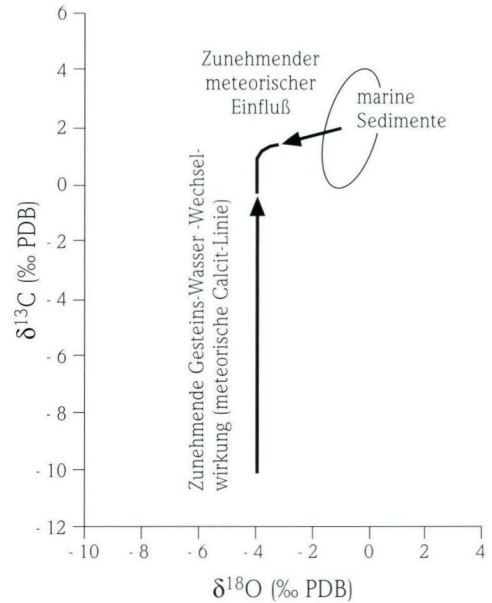


Abb. 39. Isotopentrends im meteorischen Diagenesebereich (verändert nach JAMES & CHOQUETTE 1990b).

Dedolomitisierung durch Mischung von Fluiden

Im Übergangsbereich vom Schiefergebirgsrand zum zentralen Hessischen Becken sind in den Z1 Karbonaten durch Lösung von Dolomit – oder bereits auch von Dedolomit (vgl. 7.2.4.2) – rhomboederförmige Poren entstanden, die durch calcitische Blockzemente ausgekleidet wurden. Die innerhalb dieser rhomboederförmigen Poren kristallisierten Blockzemente (fein zониert und nicht lumineszierend) sind wie die Zemente in den Karbonaten der

Randfazies im Zusammenhang mit der Dedolomitisierung zu sehen. Wie zuvor schon diskutiert (7.2.3.4), entstanden die Blockzemente in den Rhomboederporen durch die Mischung verschiedener Fluide. An dieser Lokation im hessischen Zechsteinbecken ist daher auch während der Dedolomitisierung der Zechstein 1 Karbonate eine Mischung von Lösungen aus verschiedenen Fluidsystemen (Ca-reiche Wässer aus der Gips-Anhydrit-Transformation, meteorische Wässer) anzunehmen (vgl. Abb. 36).

7.2.4.4 Zeitliche Einstufung der Dedolomitisierung

Wie unter 7.2.4.3 dargelegt, erfolgte die Dedolomitisierung der Beckenkarbonate während der flachen Versenkungsdiagenese während des Zechsteins. Aus der Zementabfolge am Spessart wird deutlich, dass dort die Dedolomitisierung vor der Bildung des Satteldolomits stattgefunden hatte.

Für die Dedolomitisierung der Zechstein 1 Karbonate durch meteorische Fluide an der beckenrandlichen Position des Schiefergebirges können zwei Zeitphasen in Betracht gezogen werden.

(1) Während des Zechsteins lagen nach der Ablagerung, Zementation und Dolomitisierung des Zechsteinkalks bis zum Buntstandstein abwechselnd randmarine und terrestrische Sedimentationsverhältnisse vor, die lediglich von kurzzeitigen vollmarinen Phasen im Zechstein 2 (Hauptdolomit) und Zechstein 3 (Plattendolomit) unterbrochen wurden (vgl. KULICK 1968). Somit waren nahezu während des gesamten Zechsteins geeignete Bedingungen für eine Dedolomitisierung der Z1-Karbonate durch meteorische Wässer gegeben. Die Dedolomitisierung könnte bereits im Zechstein 1 begonnen haben, nachdem es am Ende der Zechstein-Sequenz-1 erstmalig zu einem Trockenfallen im Ablagerungsraum gekommen war. Eine während des Zechstein 1 in Karbonaten einer Biohermfazies ablaufende Dedolomitisierung durch meteorische Lösungen wird beispielsweise auch von FÜCHTBAUER (1980) aus dem Übergang von der ehemaligen Küste nördlich der Rheinischen Masse

zum Norddeutschen Hauptbecken beschrieben.

(2) Nach der Heraushebung und der Abtragung des überlagernden Buntsandsteins und von Teilen des Zechsteins war eine neuerliche meteorische Beeinflussung der Zechstein 1 Karbonate seit der im Pleistozän beginnenden Verkarstung möglich.

Einen Hinweis auf eine permische meteorische Beeinflussung der Zechstein 1 Karbonate am Schiefergebirgsrand geben deren Sauerstoff- und Kohlenstoff-Isotopenzusammensetzungen. Unter Berücksichtigung der Lage der beprobten Karbonate zur Paläogeographie im hessischen Zechsteinbecken zeigt sich, dass mit Annäherung an das Festland die $\delta^{13}\text{C}$ - und $\delta^{18}\text{O}$ -Werte abnehmen. Dies lässt sich auf den Wechsel von einem lösungsdominierten, dem Festland und damit dem Herkunftsgebiet der Lösungen sehr nahen Bereich (niedrigere $\delta^{13}\text{C}$ - und $\delta^{18}\text{O}$ -Werte), zu einem dem Festland fernen und gesteinsdominierten Bereich erklären.

Dennoch ist es nicht völlig auszuschließen, dass auch eine jüngere meteorische Beeinflussung der Randkarbonate stattfand und beispielsweise die vorliegenden Isotopenprofile im Bereich der Korbacher Spalte auf diesen jungen Einfluss zurückzuführen sind. So ist dort für den grob zониerten Blockzement die relative Stellung zu Zementen, die eindeutig der tiefen Versenkungsdiagenese (z.B. Satteldolomit) zugeordnet werden können, nicht geklärt.

7.2.5 Calcium-Sulfate

7.2.5.1 Anhydrit

Die primär aus Meerwasser auskristallisierende Ca-Sulfatphase ist Gips (CONLEY & BUNDY 1958, MURRAY 1964). Anhydrit entsteht als primäre Sulfatphase unter Oberflächenbedingungen nur bei Temperaturen $> 34\text{--}35\text{ }^{\circ}\text{C}$ (MACDONALD 1953, KINSMAN 1976, KENDALL 1992, vgl. LF22). Im Zechstein 1 wird eine primäre Gipskristallisation durch typische makroskopische Kristallformen wie z.B. Selenitkristalle (LF23) ersichtlich. Die primären Gipsbildungen unterlagen während der Diagenese Umwandlungsprozessen (Dehydratation zu Anhydrit und Rekristallisation). Daneben fand im Zechstein 1 auch eine direkte Anhydritkristallisation im Stadium der fröhdiagenetischen Anhydrit-Zementation ohne eine vorherige Entwässerung von Gips statt. Diese Prozesse zeichnen sich in den unterschiedlichen Kristallstrukturen und Mikrotituren der Calcium-Sulfate ab (vgl. 7.1.5.1).

(1) Dehydratation von Gips

Die bei 7.1.5.1 unter (1) bis (3) beschriebenen Strukturen und Mikrotituren der Anhydritkristalle sind auf eine Dehydratation von primärem Gips sowie auf Rekristallisationsprozesse zurückzuführen. Mikro- bis feinkristalline, isometrisch-granulare Anhydritkristalle („aphanitic anhydrite“) entstehen bei einer in situ-Entwässerung von Gips durch die Abgabe des Kristallwassers (HOLLIDAY 1973). Eine anschließende Rekristallisation führt zu einer Zunahme der Kristallgrößen, wobei sich leistenförmige Kristalle bilden, die innerhalb der Grundmasse aus mikrokristallinen Kristallen meist regellos sperrig angeordnet sind (HOLLIDAY 1973). Fibröse oder leistenförmig-tafelige Kristalle mit büscheliger und radialer Textur werden nach dieser Auffassung ebenfalls als das Ergebnis einer fortschreitenden Rekristallisation betrachtet. Da die leistenförmig-tafeligen Kristallformen von Anhydrit und Gips kristallographisch übereinstimmen, lassen sich solche Anhydritkristalle alternativ auch durch einen direkten pseudomorphen Ersatz der Gipskristalle bei der Phasenumwandlung genetisch erklären (vgl. BALZER 1997).

Die Dehydratation von Gips wird von zahlreichen Faktoren beeinflusst: Experimentell bestimmte Temperaturen für die Gips-Anhydrit-Transformation zeigen zwei Häufigkeitsmaxima zwischen $38\text{--}42\text{ }^{\circ}\text{C}$ und $50\text{--}58\text{ }^{\circ}\text{C}$ (SONNENFELD 1984). Diese unterschiedlichen Ergebnisse sind wahrscheinlich durch die verschiedenen experimentellen Bedingungen, wie z.B. die Laugenzusammensetzung oder die Reinheit des verwendeten Gipses zu erklären (SONNENFELD 1984, MÜLLER 1987). Insbesondere die NaCl-Konzentrationen der bei der Phasenumwandlung beteiligten Lösungen (Laugen) stellen eine kritische Größe dar (vgl. HARDIE 1967). Eine zunehmende NaCl-Salinität der Lösung verstärkt deren hygroskopische Wirkung und erniedrigt somit die Temperatur bei der sich Gips zu Anhydrit umwandelt (Abb. 40, MARSHALL & SLUSHER 1966, KINSMAN 1966, HARDIE 1967, SONNENFELD 1984, WARREN 1989). Weiterhin bestimmt das Verhältnis von lithostatischem zu hydrostatischem Druck den Umwandlungsprozess (MACDONALD 1953, JOWETT et al. 1993). Unter rein hydrostatischen Bedingungen läuft die Transformation schon bei geringen Versenkungstiefen und niedrigen Temperaturen ab. Bei Vorliegen von lithostatischen Druckverhältnissen, z.B. bei Überlagerung durch nahezu impermeable Steinsalz-Abfolgen, führen hohe Porenwasserdrucke in den Sulfaten zu einer Temperaturerhöhung für die Gips-Anhydrit Umwandlung. Darüberhinaus nehmen Verunreinigungen im primären Gips, dessen Kristallgröße und Kristallorientierung („Anisotropieeffekt“) sowie die unterschiedlich starke Bindung des Kristallwassers in verschiedenen primären Gipsvarietäten Einfluss auf die Entwässerung (SONNENFELD 1984).

(2) Zementation während der Oberflächendiagenese

In Anhydriten, die durch eine fröhdiagenetische Entwässerung von Gips entstanden sind, tritt auch eine Zementation des Porenraumes durch direkt kristallisierten Anhydrit auf (HOLLIDAY 1973). Sowohl primärer Porenraum zwischen den einzelnen Kristallaggregaten als auch sekundärer Poren-

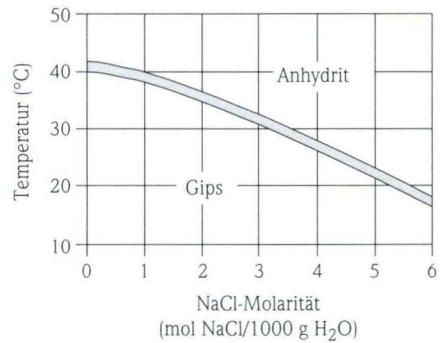
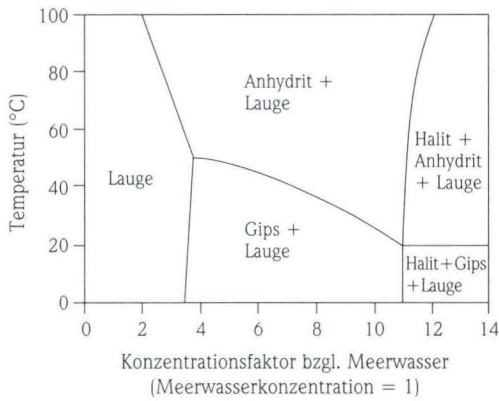


Abb. 40. Stabilitätsfelder von Gips und Anhydrit nach verschiedenen Autoren. Links: Stabilität der Ca-Sulfate in Abhängigkeit von Temperatur und Salinität (aus WARREN 1989, verändert nach KINSMAN 1966, HARDIE 1967). Rechts: Übergangstemperaturbereich in wässriger NaCl-Lösung für die Gips-Anhydrit-Transformation (nach MARSHALL & SLUSHER 1966).

raum aus der Phasenumwandlung von Gips zu Anhydrit wird dabei zementiert (LANGBEIN 1979, 1987, BALZER 1997). Eine Erhaltung der büschelförmigen und radialen Anhydrit-Kristalltexturen aus fibrösen und leistenförmig-tafeligen Kristallen (vgl. 7.1.5.1) ist nur bei einer frühen Zementation des Porenraumes vor der Kompaktion möglich. Bei den fein- bis mittelkristallinen, isometrisch-granularen und -kristallotopischen Anhydritkristallen, die zwischen den Kristallaggregaten auftreten, handelt es sich um frühe Anhydritzemente (Anhydritzementit-Gefüge nach LANGBEIN 1987, BALZER 1997). Eine Zementation durch Anhydrit ohne Gipsvorläufer ist bei niedrigen Temperaturen während der Oberflächendiagenese nur unter Beteiligung von NaCl-haltigen Laugen möglich (s.o.).

(3) Zementation und „replacement“ während der Versenkungsdiagenese

Eine Zementation von Klüften, die nach der chemischen Kompaktion entstanden, durch isome-

trisch-granulare und -kristallotopische Anhydritkristalle belegt eindeutig eine Anhydritgenese während der Versenkungsdiagenese. Vor allem in den Karbonaten des CaI fand damit verbunden auch ein direkter Ersatz („replacement“) von Karbonat durch Anhydrit statt, wie zahlreiche Einschlüsse des Wirtsgesteins in den Anhydritkristallen zeigen (vgl. 7.1.5.1). Replacement-Bildungen durch euhedrale Anhydritkristalle sind darüberhinaus in mikro- bis feinkristallinen Karbonaten zu beobachten, da dort ein Kristallwachstum in alle Richtungen gleich gut möglich ist (CLARK & SHEARMAN 1980). Das Auftreten solcher Anhydritkristalle in den mikrokristallinen Calciten der Beckenfazies, die als Dedolomite interpretiert werden, wie auch die Verdrängung von Satteldolomit durch Anhydrit, sind Indizien für die relativ-zeitliche Einordnung dieser Anhydritbildungsphase während der Versenkungsdiagenese.

7.2.5.2 Gips

Gips kann primär durch eine Ausfällung aus bis zur Gipssättigung konzentriertem Meerwasser sowie displaziv im Sediment aus absinkenden Laugen oder kapillar aufsteigenden, konzentrierten Lösun-

gen entstehen. Die Hydratation von Anhydrit durch meteorische Wässer stellt eine sekundäre Gipsbildung („Vergipsung“) dar. Darüberhinaus generiert die Auf- bzw. Umlösung von Calcium-Sulfat-

gesteinen sulfatgesättigte Lösungen. Eine Zementation offener Poren und Klüfte durch Gips ist auf eine Kristallisation aus diesen Lösungen zurückzuführen.

(1) Primärkristallisation

Auf die Kristallisation von Gips als primäre Ca-Sulfatphase aus evaporativ bis zur CaSO_4 -Sättigung konzentriertem Meerwasser wurde bereits zuvor bei den Lithofazies-Typen des Unteren Werra-Anhydrits ausführlich eingegangen (vgl. 3.2.4).

(2) Hydratation von Anhydrit („Vergipsung“)

Bei der sekundären Entstehung von Gips aus der Hydratation von Anhydrit lassen sich zwei Prozesse unterscheiden. Zum einen zeigen die leistenförmig-tafeligen Gipskristalle mit Anhydriteinschlüssen einen pseudomorphosen Ersatz von Anhydrit durch Gips unter Beibehaltung der Kristallform an. Zum anderen wird eine Verdrängung von Anhydrit durch Gips aus den poikilotropischen Texturen ersichtlich, wobei beide Sulfatminerale unterschiedliche Kristallformen aufweisen. Reliktische Anhydritkristalle sind in isometrisch-granotopischen Gipskristallen, in den cm-großen Gipsporphyrotopen und den grobkristallinen, poikilotropischen Gipskristallen mit unregelmäßigen Kristallgrenzen anzutreffen (vgl. 7.1.5.2).

(3) Zementation

Mit granotopischen Kristallen zementierte Klüfte, Fasergips und grob- bis grobkristalline Gipskristalle (Marienglas) sind auf eine Kristallisation aus CaSO_4 -übersättigten Lösungen zurückzuführen. Da diese Kristallite im Zusammenhang mit der Um- und Auflösung anderer Sulfatschichten zu sehen sind, werden sie als sekundäre Gipse bzw. als humidsubrosive Gipsneubildungen aufgefasst (vgl. BALZER 1997).

Die Vergipsung von Anhydriten wird durch eine Vielzahl von Faktoren beeinflusst, die REIMANN (1991, 1992) aus der Untersuchung verschieden alter geologischer Sulfatvorkommen und experimentell ermittelte: Neben der mineralogischen Beschaffenheit des Anhydrits wie Kristallgröße, Kristallform und Kristallgefüge sind eine Reihe geologi-

scher Parameter entscheidend. Bei der Vergipsung handelt es sich in der Regel um einen oberflächennahen Vorgang, der auf die Einwirkung von meteorischen Wässern zurückzuführen ist. Da der Einfluss der Lösungen von der Erdoberfläche ausgeht, ist die Mächtigkeit der Deckgebirgsschicht sowie deren Permeabilität von großer Bedeutung. Inhomogenitätsflächen im Sulfatlager (z.B. Bankung, Schichtung, Klüftung, Schichtstörungen, Einschaltungen von Fremdgestein) fördern eine Vergipsung, da hier potentielle Bereiche für eine Wasserwegsamkeit vorliegen. Die tektonischen Verhältnisse (söhlige Lagerung, Verwerfungen) sind ebenfalls wichtig.

Insbesondere im Grenzbereich zwischen dem Zechsteinkalk und Unteren Werra-Anhydrit liegt eine Zone mit einer ausgeprägten Vergipsung vor (vgl. Tafel 10, Fig. 3). Diese geht von der markanten lithologischen, subhorizontalen Trennfläche zwischen Karbonat (Ca1) und Sulfat (A1) aus. Unter Abnahme ihrer Intensität setzt sich die Vergipsung nach beiden Seiten hin fort. Die untersten 1 bis 3 m des A1 sind meist nahezu komplett in Gips umgewandelt („Basisgipsbank“ nach KULICK et al. 1984). In den obersten Abschnitten des Zechsteinkalks führt die Hydratation von Anhydrit innerhalb von karbonatischen Komponenten zu deren fast vollständiger Verdrängung durch Gips (vgl. Tafel 10, Fig. 5, 6). Die Vergipsung an der Grenze Ca1/A1 wurde in Teufen bis ca. 700 m angetroffen. Dieser Wert passt gut zu der von LANGBEIN (1979) angeführten maximalen Tiefe von 750 bis 800 m, bis zu der Gips stabil auftreten kann.

Die Hydratation von Anhydrit zu Gips ist ein Lösungs-Fällungsvorgang, der durch die Anwesenheit aktivierender Kationen, wie z.B. K, Na, Mg in der Lösung beschleunigt wird (CONLEY & BUNDY 1958). Diese Kationen erhöhen die Löslichkeitsgeschwindigkeit von Anhydrit und gleichzeitig die Wachstumsgeschwindigkeit der Gipskristalle in der an CaSO_4 -gesättigten Lösung (REIMANN 1991, 1992). Im Zechstein 1 können diese Kationen beispielsweise aus den Kalisalzen (z.B. Carnallit, Kieserit, Polyhalit) stammen. Die Trennfuge zwischen den Karbonaten des Ca1 und den Anhydriten des A1 bildet eine subhorizontale Wasserwegsamkeit für solche Lösungen. Die vertikale Zufuhr der Lösungen

erfolgte wahrscheinlich über Kluft- und Störungszonen. Dies wird durch die Gips-Zementation cm-mächtiger, subvertikaler Klüfte und kleinerer Stö-

rungsbahnen in geringfügig gestörten Profilmereichen des A1 und Ca1 nahe gelegt (z.B. Bohrung Wallersdorf).

7.2.6 Quarzin und Quarze

Quarzin tritt meist gemeinsam mit Evaporiten auf oder kann als Hinweis auf eine ehemalige Evaporitanwesenheit dienen (FOLK & PITTMAN 1971, SIEDLECKA 1972, CHOWNS & ELKINS 1974, MILLIKEM 1979). Die Bildung von Quarzin ist abhängig vom SiO_2 -Gehalt der Lösung und deren pH-Wert. Die hohen pH-Werte sulfathaltiger, salinärer Wässer erlauben eine ausreichend hohe Konzentration an gelöstem SiO_2 und lassen darüberhinaus eine langsame Kristallisation zu, die eine korrekte Anordnung der c-Achse parallel zur Längsrichtung der Fasern ermöglicht (FOLK & PITTMAN 1971, FRIEDMAN & SHUKLA 1980). Hingegen soll nach GRIMM (1962) die Alkalinität keinen entscheidenden Einfluss bei der Quarzausscheidung spielen, die eher durch die Anzahl der Kristallisationskeime und durch den Elektrolytgehalt der Lösung gesteuert wird.

Die Bildung von Quarzin kann unter nahezu allen Diagenesebedingungen erfolgen (WARREN 1997). Die Silifizierung von Evaporitknollen findet bei Temperaturen < 40 °C statt (MILLIKEM 1979). Über die $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von Quarzin konnte MILLIKEM (1979)

eine Lösungszusammensetzung bei der Quarzinausscheidung ermitteln, die einer Mischung zwischen marinen und meteorischen Wässern entspricht.

Die paragenetischen Abfolgen im Zechstein 1 lassen für Quarzin verschiedene Entstehungszeiten erkennen. (1) Quarzin in den Evaporit-Knollen bildete sich nach der Dehydratation von Gips. Dies ist bei Anwesenheit von salinaren Lösungen bereits früh unter oberflächennahen Diagenesebedingungen möglich (vgl. 7.2.5.1). Die Verdrängung von Quarzin durch Dolomit-3 und Satteldolomit belegt, dass in diesem Fall der Bildungsprozess noch vor der Versenkungsdiagenese abgeschlossen war. (2) Die Entstehung von Quarzin in Klüften ist als ein späterer Vorgang einzustufen und fand nach deren partiellen Zementation durch Gips statt. Vergipung und Gips-Zementation von Klüften kann durch meteorisch beeinflusste Lösungen erfolgen (vgl. 7.2.5.2). Sulfatgesättigte, salinare Lösungen, die sich mit meteorischen Wässern vermischten, könnten daher auch an der Verdrängung von Gips durch Quarzin beteiligt gewesen sein.

7.2.7 Kompaktion

Mechanische Kompaktion

Die mechanische Kompaktion findet in der Regel vor einer Zementation im unkonsolidierten Sediment durch die Neuordnung der Partikel zur größten Packungsdichte unter Porositätsverlust statt. Sie kann aber auch während der Versenkungsdiagenese im Zusammenhang mit sekundärer Porosität auftreten (HARWOOD 1988). Die bruchhafte Deformation der Komponenten in den Ooid-Grainstones des Z1 (LF19) ist als ein frühdiagenetischer, oberflächennaher Prozess einzustufen. Dies wird durch das Auftreten des frühdiagenetischen, granularen Zements angezeigt. Dieser ist nicht nur im intergranularen Porenraum ausgebildet, sondern

auch an der Innenseite von Ooiden vorhanden, die bis auf den äußeren Cortex gelöst sind. Die Lösung der zentralen Bereiche und die mechanische Deformation der äußeren Ooidhüllen fand somit vor einer Zementation durch den granularen Zement statt.

Chemische Kompaktion (Drucklösung)

Die chemische Kompaktion bzw. Drucklösung im Kontaktbereich von Komponenten ist als ein frühdiagenetischer Prozess anzusehen, da sie in der Regel vor einer Zementation in Partikelkarbonaten stattfindet (vgl. HARWOOD 1988, TUCKER 1990b). Im Zechstein 1 zeigen die sich vom Rand-

bereich der Komponenten in die Grundmasse fortsetzenden Mikrostylolithen, dass hier zusätzlich auch eine spätere Drucklösung wirksam war. Im Allgemeinen wird chemische Kompaktion bzw. Drucklösung, die zur Entstehung von Vertikalstylolithen und nicht suturierten Lösungssäumen führt, als ein Prozess der Versenkungsdiagenese betrachtet, der erst bei einer Überlagerung von einigen 100 m beginnt (WANLESS 1979, CHOQUETTE & JAMES 1990, TUCKER 1990b). Neben der Überlagerung sind der Gehalt an tonigem und organischem Material im Karbonat, die CaCO_3 -Sättigung sowie der Mg-Gehalt der Porenlösungen wichtige Faktoren, die die Drucklösung beeinflussen (MEYERS 1980, CHOQUETTE & JAMES 1990, TUCKER 1990b). Vor allem etwas höhere Gehalte an organischem und toni-

gem Material und die Einwirkung Mg-armer Lösungen (z.B. meteorische Wässer) begünstigen die Drucklösung (KENDALL 2000). Die initiale Bildung von Vertikalstylolithen kann unter diesen Voraussetzungen bereits schon bei geringer Überlagerung von wenigen 10er Metern einsetzen und ist somit nicht ausschließlich an die späte Versenkungsdiagenese gebunden (MEYERS 1980, MEYERS & HILL 1983, KENDALL 2000). Die Karbonate des Zechstein 1 weisen hohe Tonanteile auf und waren daher für eine chemische Kompaktion begünstigt. Zu welchem Zeitpunkt die Bildung der Stylolithen in der relativ zeitlichen Diageneseabfolge frühestens einsetzte, kann nicht beantwortet werden, da hierfür keine geeigneten Beziehungen zu den frühen diagenetischen Phasen gefunden wurden.

7.3 Diagenetische Entwicklung

Die diagenetische Entwicklung im Zechstein 1 ist gekennzeichnet durch die Wechselwirkung und gegenseitige Beeinflussung von karbonatischen und sulfatischen Phasen. Ein striktes zeitliches Nacheinander der diagenetischen Abläufe in den Karbonaten und Evaporiten des Zechstein 1 liegt dabei selten vor (vgl. Abb. 41, 42). Beispielsweise können sich frühe diagenetische Prozesse in den Karbonaten noch mit der Sulfatsedimentation oder aber auch bereits mit Prozessen, die zur diagenetischen Modifizierung der Sulfate führten, überschneiden.

Oberflächen- und flache Versenkungsdiagenese

Die frühe Diagenese in den Zechstein 1 Karbonaten und Evaporiten erfolgte in Abhängigkeit zur Beckenkonfiguration, die sich aus der sedimentären Entwicklung während des Zechstein 1 ergeben hatte. Diese frühen diagenetischen Prozesse wurden durch unveränderte, oberflächennahe Lösungen sowie Porenwässer, die sich aus diesen Lösungen ableiteten, gesteuert. Der Oberflächendiagenese werden hier alle oberflächennahen Prozesse und Produkte zugeordnet, die auf chemisch unveränderte Lösungen, wie z.B. marine oder meteorische Wässer zurückzuführen sind. Die flache Versenkungsdiagenese ist hingegen durch Änderungen im ursprünglichen Lösungsschemismus kennzeich-

net. Eine exakte Abgrenzung zwischen den beiden diagenetischen Environments ist nicht immer möglich, da einige Prozesse sowohl aus unveränderten als auch aus schwach chemisch modifizierten Lösungen ablaufen können (z.B. displazive Gipsbildung, frühe Dolomitisierung, Dedolomitisierung, vgl. Abb. 41). Die relative zeitliche Einordnung der frühen diagenetischen Prozesse kann in Bezug zur sequenzstratigraphischen Interpretation (vgl. 6.1.3) vorgenommen werden. Hierbei wird eine regionale und zeitliche Differenzierung der diagenetischen Prozesse deutlich:

(1) Zechstein-Sequenz-1

Die Transformation der instabilen Karbonatminerale Aragonit und Hoch-Mg-Calcit zu stabilem Nieder-Mg-Calcit vollzog sich im marin-phreatischen Milieu. In den Ooid-Grainstones am westlichen Rand des hessischen Zechsteinbeckens kam es noch während des Highstand Systems Tract zur Aragonitlösung. Der progressive Salinitätsanstieg gegen Ende des Ca1 generierte hypersaline Porenlösungen, die die Aragonitlösung begünstigten (vgl. QING 1992). Anschließend erfolgte die Zementation mit granulearem Zement, wodurch eine mechanische Kompaktion der Partikelkarbonate weitestgehend verhindert wurde. Ebenfalls während des

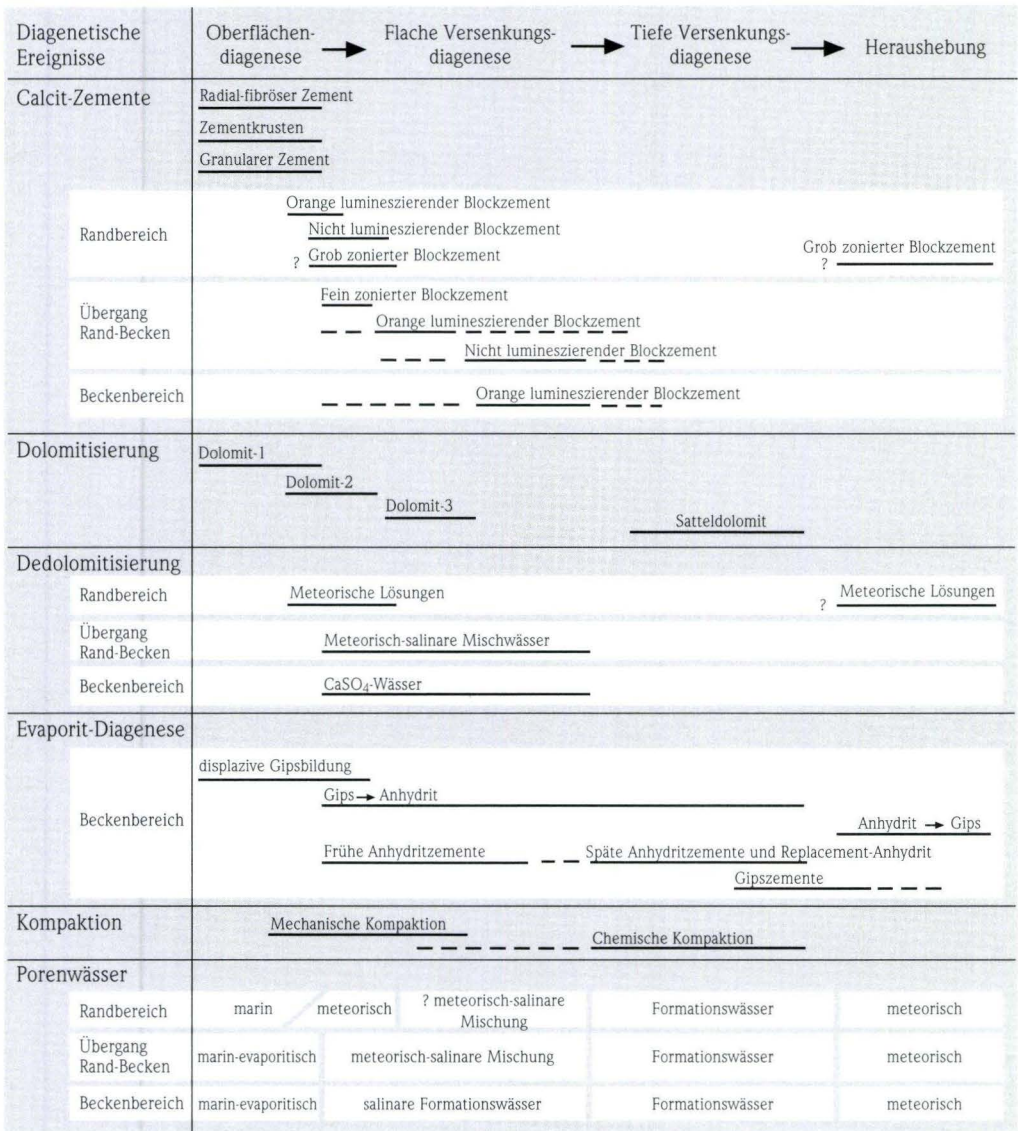


Abb. 41. Diagenetische Ereignisse, Produkte, Prozesse und Porenwässer.

späten HST kam es an den beckenrandlichen Positionen (z.B. Barren- und Lagunen-Fazies, Strand-Fazies, Shoal-Fazies) zu einer Dolomitisierung der Z1-Karbonate. Diese ist wahrscheinlich im Zusammenhang mit einer Sabkha-Dolomitisierung (Dolomit-1) im zentralen Hessischen Becken zu se-

hen, wo gegen Ende der ZS1 über weite Bereiche peritidale Bedingungen vorlagen.

(2) Zechstein-Sequenzgrenze-2

Obwohl die stabilen Isotopendaten der Dolomite keine Anhaltspunkte für den Einfluss meteorischer

Wässer liefern, ist an den Beckenrändern seit deren Emersion prinzipiell auch eine Dolomitisierung durch marin-meteorische Mischwässer (vgl. BADIO-ZAMANI 1973, FOLK & LAND 1975) denkbar. Für die beckenrandlichen Faziesbereiche des Zechstein 1 im polnischen (PERYT 1981c, MAGARITZ & PERYT 1994) und im englischen Zechstein (KALDI & GIDMAN 1982, KALDI 1986) wird dieser Dolomitisierungsmechanismus beispielsweise in Betracht gezogen. Für die randlichen Z1-Ablagerungen im hessischen Zechsteinbecken erscheint jedoch bereits seit dem Trockenfallen (= ZSB2) eine Dedolomitisierung der Karbonate durch meteorische Lösungen möglich (s.u.). Die Dolomitisierung könnte daher dort schon zuvor während der ZS1 abgelaufen sein.

Im Bereich der Hunsrück-Oberharz-Schwelle zeigen lokal ausgebildete Zementkrusten mit Dripstone-Morphologie (z.B. Brg. Sterkelshausen) am Top des Ca1 den Einfluss marin-evaporitischer Lösungen unter vadosen Bedingungen an. Über diesen diagenetischen Befund ist somit auch hier ein Hinweis auf die Sequenzgrenze gegeben.

(3) Zechstein-Sequenz-2

Während der ZS2 können mehrere Dolomitisierungsphasen und -prozesse unterschieden werden. Eine Dolomitisierung (Dolomit-1) in einem Sabkhamilieu wie in ZS1 war weiterhin auch noch während der frühen ZS2 in der peritidalen Fazies des zentralen Hessischen Beckens aktiv. Der Zufluss

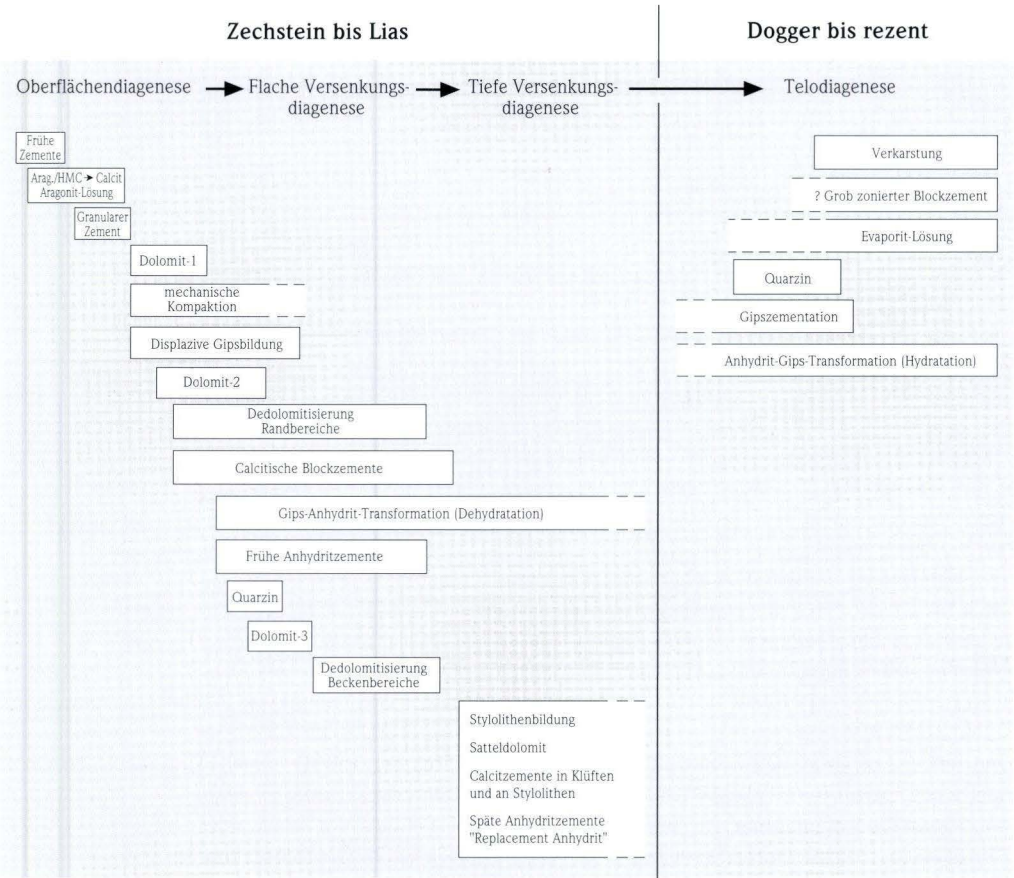


Abb. 42. Relativ-zeitliche Diageneseabfolge.

vorkonzentrierter Laugen während des Transgressive Systems Tract und die zunehmende Evaporation des Meerwassers führten zur primären Ausfällung von Gips (Unterer Werra-Anhydrit). Durch die Ca-Sulfatfällung entstanden an Mg-angereicherte Lösungen, die ins Unterlager sanken oder weniger dichte Porenlösungen in benachbarten Sedimenten verdrängten und eine weitere Dolomitisierung (Dolomit-2) der Zechstein 1 Karbonate bewirkten (Reflux-Modell, vgl. ADAMS & RHODES 1960). Die positiven $\delta^{18}\text{O}$ -Werte von Dolomit-2 weisen eindeutig auf dessen evaporitische Genese hin. Dolomit-2 ist als Zement entwickelt, der vor allem in den porösen Faziestypen anzutreffen ist (z.B. Boundstones der Reef-Mound-Fazies und der peritidalen Fazies). In den meist dichten, wenig porösen Mud- und Wackestones der Beckenfazies im Werra-Becken erfolgte vermutlich eine Verdrängung von Calcit bei der Dolomitisierung. Für die jedoch nun ausschließlich als Dedolomite (s.u.) vorliegenden Karbonate ist ebenfalls eine vorhergehende Dolomitisierung nach dem Reflux-Modell anzunehmen, wie dies auch aus anderen Lokalitäten im Zechstein 1 beschrieben wird (CLARK 1980b, PERYT 1981c, HARWOOD 1983, 1986, KALDI 1986). Die Dolomitisierung der Karbonate im Werra-Becken ist aufgrund der dortigen geringen Evaporitmächtigkeiten und der damit verbundenen kleineren Mengen an Mg^{2+} -reichen Restlösungen wahrscheinlich erst zu einem späteren Zeitpunkt abgelaufen als in den Bereichen mit günstigen Bedingungen für die Evaporitfällung (z.B. im zentralen Hessischen Becken). Vermutlich setzte im Werra-Becken die Dolomitisierung durch hypersaline Lösungen, wie in anderen Beckenbereichen des Zechsteins auch, erst während der Ausfällung des Steinsalzes ein, als genügend Mg^{2+} -haltige Restlaugen vorlagen (vgl. CLARK 1980b, PERYT 1981c).

Weiterhin erfolgte während der frühen Diagenese eine displazive Gipsbildung in den Sedimenten der peritidalen Fazies. Im Sabkhabereich wuchsen Gips-Knollen unter Verdrängung der Karbonatminerale im Sediment. Dieser Vorgang fand annähernd gleichzeitig zur Dolomitisierung (Dolomit-1) statt. Bei der progressiven Konzentration des Meerwassers im hessischen Zechsteinbecken zur Zeit des TST sanken zudem schwere Sulfat-Laugen

ins Unterlager ab. Dies führte zur Verdrängung der Karbonate und zu einer displaziven Kristallisation von Gips, die vor allem in den mikrobiellen Bindstones der peritidalen Fazies zu beobachten ist. Die enge genetische Verknüpfung von primärer Gipskristallisation und displaziver Gipsbildung verdeutlicht sich auch an den frei auskristallisierten Gipskristallen in den Laminiten des LF21, die unter Verdrängung von Sediment weiterwuchsen.

Die Erhaltung ehemaliger primärer Gipsstrukturen, wie beispielsweise radialer und büschelförmiger Kristallaggregate, deutet auf eine frühe Dehydratation des Gipses und auf eine rasche Zementation kurz nach der displaziven und sedimentären Gipskristallisation hin. In Abhängigkeit von der NaCl-Konzentration der Porenlösung kann bereits unter oberflächennahen Bedingungen und relativ niedrigen Temperaturen eine Entwässerung von Gips zu Anhydrit stattfinden. Leistenförmige Gipskristalle wurden dabei pseudomorph durch Anhydrit ersetzt und der Porenraum zwischen den Kristallaggregaten durch primär gebildeten, granularen Anhydrit zementiert, der das gesamte Gefüge bei der späteren Kompaktion stabilisierte (Anhydritzementite, vgl. LANGBEIN 1987, BALZER 1997). Die Entwässerung der Gipsablagerungen lief somit unter günstigen Bedingungen schon während der flachen Versenkungsdiagenese ab. Zudem wurde nach dieser frühen Gips-Dehydratation in Sulfatknollen Anhydrit durch Quarzin verdrängt. Während der flachen Versenkungsdiagenese fand weiterhin eine Rekristallisation/Stabilisierung der frühdiagenetischen Dolomite statt. Die niedrigeren stabilen Sauerstoff-Isotopenwerte des dabei entstandenen Dolomit-3 deuten leicht höhere Temperaturen an.

An die Dolomitisierung der Zechstein 1 Karbonate schloss sich deren Dedolomitisierung an, die zudem in genetischer Verbindung mit der Bildung calcitischer Blockzemente (fein zonierte, orange lumineszierend, nicht lumineszierend, grob zonierte) zu stehen scheint. Die Dedolomitisierung bzw. die Bildung dieser Blockzemente erfolgte sowohl während der Oberflächendiagenese als auch während der flachen Versenkungsdiagenese durch unterschiedliche Porenfluide in verschiedenen diagenetischen Environments, die je nach paläogeographi-

scher Position im hessischen Zechsteinbecken ausgebildet waren. Da die randlichen Bereiche während der meisten Zeit im Zechstein trocken lagen bzw. durch eine geringmächtige, randmarine bis terrestrische Sedimentation gekennzeichnet waren, ist hier die Dedolomitisierung der Zechstein 1 Karbonate auf den Einfluss unveränderter meteorischer Fluide bei oberflächennahen Bedingungen zurückzuführen. Die Dedolomitisierung setzte möglicherweise dort bereits während der Emersionsphase im unmittelbaren Anschluss an die Zechstein-Sequenz-1 ein (s.o.). Im Übergang von den Randbereichen zum zentralen Hessischen Becken erfolgte die Dedolomitisierung der Z1-Karbonate bei zunehmender sedimentärer Überlagerung durch den Unteren Werra-Anhydrit und somit größeren Versenkungstiefen. Dabei verringerte sich mit ansteigender Entfernung vom Beckenrand der Anteil an meteorischen Wässern, die sich mit Ca-haltigen Wässern aus dem Becken mischten. Im Becken erfolgte die Dedolomitisierung ausschließlich durch Ca-haltige Lösungen, die bei der Gips-Dehydratation entstanden.

Tiefe Versenkungsdiagenese

Die Styrolithenbildung in den Ca1-Karbonaten markiert den Beginn der tiefen Versenkungsdiagenese im hessischen Zechsteinbecken. Subvertikale Klüften, die die Styrolithen durchschlagen, entstanden demnach noch später während der tiefen Versenkungsdiagenese. Anschließend erfolgte die Zementation der Klüfte durch sparitische Calcite, die stellenweise durch Anhydrit verdrängt wurden. Weitere Indizien für eine spätdiagenetische Anhydritgenese ergeben sich auch aus der direkten Zementation von Klüften durch Anhydrit.

Diese Klüfte durchschlagen nicht suturierte Ton-säume, die sich bei der chemischen Kompaktion bildeten. Oft ist ein Weiterwachsen des Anhydrits vom Klufrand ins umgebende karbonatische Gestein zu beobachten, das dadurch ersetzt wurde (Replacement-Anhydrit). Anhydrit, der als Einzelkristalle in einer karbonatischen Grundmasse auftritt oder Satteldolomit verdrängt, ist ebenfalls während der tiefen Versenkungsdiagenese entstanden.

Das Vorkommen von Satteldolomit in den Zechstein 1 Karbonaten deutet auf Temperaturen von 60 bis 150 °C (vgl. RADKE & MATHIS 1980). Über Vitrit-Reflexions-Daten aus dem hessischen Kupferschiefer (WOLF & STELLMACHER 1984) können Temperaturen zwischen 100 und 160 °C während der Versenkungsdiagenese ermittelt werden (Tab. 5). Es wird eine Abhängigkeit der Vitrit-Reflexion bzw. der diagenetischen Temperaturen zur Beckenkonfiguration deutlich. In Senken und Beckenbereichen, die eine Absenkung seit dem Zechstein erfuhren und durch die Sedimentation mächtiger triassischer Abfolgen gekennzeichnet waren, ist die Inkohlung weiter fortgeschritten als in Schwellen- und Hochzonen mit geringerer Sedimentation (WOLF & STELLMACHER 1984). Bei der Interpretation der Vitrit-Reflexionen sind darüberhinaus noch lokale Aufheizungen als Folge des tertiären Vulkanismus, die zu einer Erhöhung des Inkohlungsgrad führten, zu berücksichtigen (WOLF & STELLMACHER 1984). Die maximale Versenkung der Zechstein 1 Karbonate und Evaporite wurde in den nördlichen und zentralen Bereichen der Hessischen Senke im Lias vor der mit Heraushebung verbundenen saxonischen Tektogenese erreicht (vgl. MEIBURG 1980b, 1982).

Tab. 5. Vitrit-Reflexionen im Kupferschiefer aus verschiedenen Regionen des hessischen Zechsteinbeckens (nach WOLF & STELLMACHER 1984, Rr: random reflectance = mittlere Reflexion) und daraus ermittelte Temperaturen (mit Hilfe eines Diagrammes von MERRIMAN & FREY 1999).

| Region | Rr (%) | Temperatur (°C) |
|---------------------------------|-----------|-----------------|
| Hunsrück-Oberharz-Schwelle | 0,8 – 1,1 | ~110 – ~130 |
| Werra-Becken | 1,0 – 1,2 | ~120 – ~140 |
| Büdingen- und Spessart-Schwelle | 0,5 – 0,7 | ~100 – ~110 |
| Schlüchterner Senke | 1,2 – 1,6 | ~140 – ~160 |

Telodiagenese

Bereits schon schwach im Lias (Pliensbachium) und mit zunehmender Intensität seit dem Dogger setzte die Heraushebung der permisch-triassischen Sedimentabfolge in der Hessischen Senke und damit auch des Zechsteins ein (MEIBURG 1980b, 1982). Kurzzeitige Unterbrechungen in der Hebungstendenz und damit in der Erosion der den Zechstein überlagernden unterjurassischen/triassischen Schichtabfolge waren lokal am Ostrand des Rheinischen Massives während der frühen Oberkreide und im zentralen Teil der Hessischen Senke im Eozän bis Unter-Miozän gegeben (MEIBURG 1980b, 1982).

Während der Heraushebung kam es entlang geeigneter Fluidwegsamkeiten zu einem Absinken meteorischer Wässer. Durch diese Lösungszufuhr fand bis in Tiefen von ca. 700 m eine partielle Hydratation der Anhydrite besonders an der lithologischen Grenze zwischen den Karbonaten des Ca1 und den Anhydriten des A1 statt, wo anscheinend eine begünstigte Möglichkeit zur Fluidzirkulation gegeben war. Die Transformation von Anhydrit zu Gips wurde somit stellenweise bereits in größeren Teufen erreicht. Eine Vergipsung der Anhydrite ist jedoch besonders intensiv in oberflächennahen A1-Abfolgen sowie in Tagesaufschlüssen entwickelt (vgl. REIMANN 1991, 1992). Die Zementation offener Klüfte durch Gips erfolgte aus Ca-Sulfat übersättigten Lösungen, die sich aus der humidsubrosiven, teilweisen Auf- bzw. Umlösung der Zechsteinsulfate bildeten (vgl. BALZER 1997). Die Verdrängung von Gips durch Quarzin ist vermutlich auf die Mischung von absteigenden meteorischen Wässern mit solchen salinaren Fluiden zurückzuführen. Die untertägige Lösung von Halit und/oder Anhydrit durch absteigende meteorische

Wässer oder azzendente CO₂-reiche Sauerlinge, die seit dem tertiären Vulkanismus in der Hessischen Senke vorlagen (MEIBURG 1980a), führte zur Tiefensalinarsubrosion und damit verbunden zu der Entstehung von Subrosionsbrekzien im Zechstein 1 (vgl. 3.3.3).

Die bis an die Oberfläche herausgehobenen Zechstein-Abfolgen, wie z.B. am Rheinischen Schiefergebirge, Spessart, Werra-Grauwacken- und Richelsdorfer Gebirge waren seit dem Pleistozän der Einwirkung meteorischer Lösungen ausgesetzt (vgl. KULICK 1968, MEIBURG 1980a). Dies hatte eine Verkarstung der Ca1-Karbonate sowie die teilweise oder völlige Vergipsung der A1-Anhydrite zur Folge. In den karbonatisch-sulfatischen Mischgesteinen des Zechstein 1 fand übertage eine vollständige Lösung der Sulfate statt. In sulfatisch dominierten Ausbildungen, wie z.B. in mikrobiellen Bindstones (LF20) oder in knolligen Anhydriten (LF22) resultierte daraus meist eine Brekzierung und/oder eine Rauwackenburgung. In den überwiegend karbonatischen Faziesausbildungen (z.B. LF7, LF21) kam es zur Lösung der Evaporitkristalle und -knollen und lediglich zur Entstehung von Lösungsporosität.

Der grob zonierte Blockzement, der in Gesteinslösungsporen, Drusen und Klüften der Ca1-Karbonate in Tagesaufschlüssen auftritt, ist durch die stabilen Sauerstoff- und Kohlenstoff-Isotopenwerte eindeutig als eine meteorische Bildung gekennzeichnet. Da eine relative zeitliche Einordnung des Calcits zu diagenetischen Phasen aus der Versenkungsdiagenese nicht vorgenommen werden kann, ist neben einer möglichen Kristallisation im Zechstein auch eine Entstehung aus meteorischen Lösungen seit der pleistozänen Verkarstung nicht auszuschließen.

8. Schlussbetrachtungen und Ausblick

Basierend auf der detaillierten Beschreibung von Lithofaziestypen, deren Zusammenfassung in Faziesgruppen und mittels einer zyko- und sequenzstratigraphischen Interpretation konnte die Beckenentwicklung für den unteren Bereich des Zechstein 1 (Zechsteinkalk und Unterer Werra-Anhydrit) in Hessen geklärt werden. Die aus dem Rotliegend bekannte morphologische Untergliederung in Schwellen und Senken (vgl. KULICK et al. 1984) war mit Beginn des Zechsteins nur noch in abgeschwächter Form vorhanden (vgl. KOWALCZYK 1983). Die Entwicklung der karbonatisch-evaporitischen Sedimentabfolge im Zechstein 1 wurde durch Meeresspiegeländerungen im Zusammenspiel mit räumlichen und zeitlichen Variationen der Subsidenz sowie lokal unterschiedlich hohe Sedimentationsraten bestimmt.

Im Zechsteinkalk (Ca1) dominierten beckenweit Flachwasserbedingungen. Nach einem Trockenfallen der randlichen Ablagerungsgebiete (Schiefergebirgsrand, Spessart) am Ende des Ca1 herrschten mit Beginn des Unteren Werra-Anhydrits (A1) peritidale Ablagerungsbedingungen mit lediglich geringen bathymetrischen Unterschieden vor. Die zentralen Bereiche des hessischen Zechsteinbeckens (SE-Teil der Frankenberg-Schlüchterner Senke und Werra-Becken) waren durch sub- und intertidale Bedingungen charakterisiert. Zwischen diesen sub- bis intertidalen Ablagerungsräumen und den randlichen, trockengefallenen Gebieten war ein supratidaler Sabkha-Faziesbereich ausgebildet. Laugenzuflüsse aus dem Norddeutschen Hauptbecken ins hessische Nebenbecken führten anschließend zu einer zyklischen Evaporit sedimentation in einem Salina-Sabkha-Faziesbereich. Jeweils zu Beginn eines neuen Zyklus bewirkten diese Laugenzuflüsse eine Änderung des Wasserspiegels und damit die Schaffung neuen Akkommodationsraumes, der aufgrund der hohen Evaporit sedimentationsraten schnell verfüllt wurde. Am Ende eines Zyklus konnte es dadurch nahezu beckenweit zur erneuten Etablierung supratidaler Sabkha-Verhältnisse kommen.

Aufgrund lokal unterschiedlicher physiko-chemischer Bedingungen für die Gipsfällung bildeten sich im hessischen Zechsteinbecken verschieden mächtige Evaporitablagerungen. Im Werra-Becken

sedimentierten Ca-Sulfate nur in geringem Maße, während sich im zentralen Hessischen Becken mächtigere Abfolgen akkumulieren konnten. Die durch die differentielle Evaporit sedimentation verstärkte Topographie des Werra-Beckens diente schließlich während der nachfolgenden initialen Steinsalz-Präzipitation möglicherweise als „Falle“ für dichte absinkende Halitlaugen. Allgemein scheint die Formation mächtiger Halitablagerungen im Zechstein 1 an Beckenbereiche mit hoher Subsidenz gekoppelt (vgl. ROCKEL & ZIEGENHARDT 1979, SCHARBRODT et al. 1986, ZIEGLER 1989, GELUK 1999). Wie die fazialen Untersuchungen und die zykostratigraphische Korrelation in den Evaporiten des A1 zeigen, wurde die initiale Entwicklung der mächtigen Steinsalzablagerungen im Zechstein 1 wesentlich durch die vorausgehende Evaporit sedimentation bestimmt. Für die Schaffung neuen Akkommodationsraumes im Werra-Becken während der weiteren Steinsalzabscheidung ist ebenfalls eine lokal höhere Subsidenz anzunehmen. Eine verstärkte Subsidenz kann im Werra-Becken frühstens mit Beginn der Halitbildung eingesetzt haben.

Sequenzstratigraphische Untersuchungen in isolierten Evaporitbecken gestalten sich problematisch, da der Wasserspiegel- bzw. Laugenspiegel in Evaporitbecken von den Fluktuationen des Meeresspiegels außerhalb des Beckens zeitweise völlig entkoppelt sein kann (vgl. GOODALL et al. 1992, WARREN 1999). Eustatische Schwankungen haben somit phasenweise auf die Präzipitation von Sulfaten und Haliten in isolierten Evaporitbecken keinen Einfluss. Ablagerungsgeometrien in Karbonat-Evaporit-Abfolgen wie im Z1 des hessischen Zechsteinbeckens lassen sich dennoch sequenzstratigraphisch in Bezug zu einem beckeninternen Wasserspiegel interpretieren. Als beckeninterner Bezugshorizont wurde der Wasserspiegel im Norddeutschen Hauptbecken gewählt, da sich dessen Fluktuationen auch im hessischen Nebenbecken bemerkbar machen, wie die Korrelation der zyklischen Evaporitabfolgen aus beiden Bereichen zeigt.

In karbonatisch-evaporitischen Mischsedimenten ist eine sinnvolle Faziesanalyse und zykostratigraphische Korrelation nur unter Berücksichtigung der

frühdigenetischen Veränderungen und Wechselwirkungen zwischen karbonatischen und sulfatischen Mineralphasen möglich. Beispielsweise bestehen einige Lithofazies-Typen in den basalen Ablagerungen des A1 lithologisch überwiegend aus Anhydrit mit einem geringen Karbonatanteil (z.B. LF20: mikrobielle Bindstones). Genetisch handelt es sich dabei jedoch nicht um Produkte einer primären Sulfatsedimentation, sondern um frühdigenetische Bildungen, wobei Karbonate durch Sulfate verdrängt wurden.

Die diagenetischen Untersuchungen zeigen, dass die Karbonate im Zechstein 1 zum überwiegenden Teil als Dedolomite aufzufassen sind. Stabile Sauerstoff- und Kohlenstoff-Isotope von Karbonaten und Calcit-Zementen deuten an, dass in Abhängigkeit zur Beckenlage verschiedene Fluidsysteme bei der Dedolomitisierung wirksam waren. An den Randgebieten können meteorische Lösungen und im zentralen Becken Ca-reiche Fluide aus der Gips-Anhydrit-Transformation für eine Dedolomitisierung in Betracht gezogen werden. Im Übergangsbereich von den Rändern zum Becken lag wahrscheinlich eine Mischung dieser beiden Fluidsysteme vor, die ebenfalls eine Dedolomitisierung bewirkte.

Die Bestimmung von Flüssigkeitseinschlüssen in den calcitischen Blockzementen, die im Zusammenhang mit der Dedolomitisierung gebildet wurden, könnte eine nähere Charakterisierung dieser Fluidsysteme hinsichtlich ihrer Salinitäten und Lösungszusammensetzung (z.B. NaCl-CaCl₂) ergeben. Da die Dedolomitisierung in engem Zusammenhang mit der Gips-Anhydrit-Transformation steht, könnte über die Flüssigkeitseinschlüsse möglicherweise ein Salinitätsgradient und/oder eine Änderung der Lösungszusammensetzung vom Beckenzentrum mit Evaporitüberdeckung zu den Randbereichen ohne Evaporitüberdeckung erfasst werden. Dadurch wäre es möglich, differenziertere Aussagen über den Paläofluid-Flow der an der Dedolomitisierung beteiligten Lösungen zu treffen. Die umfangreichen Untersuchungen müssen jedoch einer weiterführenden Studie vorbehalten bleiben. Vergleichbare Untersuchungen an Flüssigkeitseinschlüssen in Calciten aus dem Ca₂ Norddeutschlands (ZWART 1995) erbrachten verwertbare Ergebnisse und ließen Rückschlüsse über die dortige Migrationsrichtung der diagenetischen Fluide zu.

9. Danksagung

Mein Dank gilt all denjenigen, die zum Gelingen dieser Arbeit beigetragen haben.

Insbesondere danke ich:

- Herrn Prof. Dr. Thilo Bechstädt für die Vergabe und Betreuung der Dissertation;
- Herrn Prof. Dr. Andreas Hoppe für die Initiierung des Zechstein-Projektes, für die Unterstützung am Hessischen Landesamt für Umwelt und Geologie und für die Übernahme des Korreferats;
- Herrn Priv. Doz. Dr. Stefan Zeeh für die zahlreichen Diskussionen, fachlichen Anregungen und die Einführungen in verschiedene diagenetische Untersuchungsmethoden;
- Herrn Dr. Heiner Heggemann, Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie, für die stets kooperative Zusammenarbeit;
- Herrn Dr. Dirk Balzer, BGR-Außenstelle Berlin, Herrn Dr. Wolfgang Beer und Herrn Dr. Karl-Christian

Käding, Kali und Salz GmbH Kassel, Herrn Dr. Jens Kulick (†), Herrn Wolfgang Munk, Staatliches Museum für Naturkunde Karlsruhe und Herrn Prof. Dr. Josef Paul, Universität Göttingen für die fachlichen Diskussionen und Anregungen zum Zechstein;

- der Deutschen Forschungsgemeinschaft, dem Hessischen Landesamt für Umwelt und Geologie (HLUG) sowie dem Geologisch-Paläontologischen Institut (GPI) der Universität Heidelberg für die finanzielle Unterstützung;
- weiterhin dem Hessischen Landesamt für Umwelt und Geologie für die Bereitstellung des Kernmaterials und für die Möglichkeit zur Nutzung der Infrastruktur;
- den Firmen Kali und Salz GmbH, Kassel, Gebrüder Knauf Westdeutsche Gipswerke, Iphofen, Gasunion, Frankfurt, und dem Herz- und Kreislaufzentrum Rotenburg für die Möglichkeit zur Aufnahme und Ver-

wendung von Bohrungen aus dem Zechstein 1 sowie der BEB, Hannover, für die Erlaubnis zur Besichtigung von Vergleichsmaterial aus dem Zechstein 2;

- den Präparatoren Herrn Günter Dzuba, HLUG, und Herrn Karl-Heinz Diehl, GPI, für die Anfertigung der Dünnschliffe;
- Herrn Klaus Will, GPI, für die Durchführung der fototechnischen Arbeiten;

- den Teams aus den Bohrkernlagern des HLUG in Limbach und Villmar-Aumenau für die stete Hilfsbereitschaft;
- meinen Kommilitonen in Heidelberg Dr. Ronald Bakker, Francisco Cueto, Jörg Grimmer, Karl Leyrer, Dr. Oliver Rügner, Nils Sappok, Jochen Schneider, Zbynek Veselovsky, Dr. Uwe Walter und Dr. Rainer Zühlke.

10. Schriftenverzeichnis

- ADAMS, J.E. & RHODES, M.G. (1960): Dolomitization by seepage refluxion. – *Bull. Amer. Assoc. Petroleum Geol.*, **44**: 1912–1920; Tulsa.
- AHARON, P., KOLODNY, Y. & SASS, E. (1977): Recent hot brine dolomitization in the „Solar Lake“, Gulf of Elat, isotopic, chemical, and mineralogical study. – *J. Geol.*, **85**: 27–48; Chicago.
- AITKEN, J.D. (1967): Classification and environmental significance of cryptalgal limestones and dolomite with illustrations from the Cambrian and Ordovician of southwestern Alberta. – *J. Sed. Petrol.*, **37** (4): 1163–1178; Tulsa.
- AL-AASM, I.S. & PACKARD, J.J. (2000): Stabilization of early-formed dolomite: a tale of divergence from two Mississippian dolomites. – *Sed. Geol.*, **131**: 97–108; Amsterdam.
- ALBRECHT, H. (1932): Das Erdölvorkommen von Volkenroda. – *Kali, verwandte Salze und Erdöl*, **26**: 25–33; Halle.
- ALGEO, T.J. & WILKINSON, B.W. (1988): Periodicity of mesoscale Phanerozoic sedimentary cycles and the role of Milankovitch orbital modulation. – *J. Geol.*, **96**: 313–322; Chicago.
- AL-HASHIMI, W.S. & HEMINGWAY, J.E. (1973): Recent dedolomitization and the origin of the rusty crusts of Northumberland. – *J. Sed. Petrol.*, **43**: 82–91; Tulsa.
- ALLAN, J.R. & MATTHEWS, R.K. (1982): Isotope signatures associated with early meteoric diagenesis. – *Sedimentology*, **29**: 797–817; Oxford.
- ANDERSON, R.Y. & KIRKLAND, D.W. (1966): Intrabasin varve correlation. – *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **77**: 241–255; Boulder.
- ANDERSON, R.Y. (1984): Orbital forcing of evaporite sedimentation. – In: BERGER, A., IMBRIE, J., HAYS, J., KUKLA, G. & SALTZMAN, B. (Hrsg.): *Milankovitch and climate – understanding the response to astronomic forcing*, NATO ASI Series, **C 126**: 147–162; Dordrecht.
- AUTORENKOLLEKTIV (1965): *Kupferschiefer und „Rote Fäule“*. – *Freiberger Forsch.-H.*, **C 193**, 259 S.; Leipzig.
- BACK, W., HANSHAW, B.B., PLUMMER, L.N., RAHN, P.H., RIGHTMIRE, C.T. & RUBIN, M. (1983): Process and rate of dedolomitization: Mass transfer and ^{14}C dating in a regional carbonate aquifer. – *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **94**: 1415–1429; Boulder.
- BADIOZAMANI, K. (1973): The Dorag dolomitization model – application to the Middle Ordovician of Wisconsin. – *J. Sed. Petrol.*, **43**: 965–984; Tulsa.
- BAKER, P.A. & KASTNER, M. (1981): Constraints on the formation of sedimentary dolomite. – *Science*, **213**: 214–216; Washington DC.
- BALZER, D. (1997): Mikrofazies-Analyse von Ca-Sulfatgesteinen des Zechsteins – Ein Beitrag zur petrographischen und petrologischen Bearbeitung salinärer Wirtsgesteine für die Endlagerung radioaktiver Abfälle in der Bundesrepublik Deutschland. – *Geol. Jb.*, **D 106**, 99 S.; Hannover.
- BARNETT, J.M. & STRAW, T.W. (1983): Sedimentation rate of salt determined by micrometeorite analysis. – *Geol. Soc. Amer., Abstracts with programs*, **15** (6): 521; Boulder.
- BATHURST, R.G.C. (1966): Boring algae, micritic envelopes and lithification of molluscan biosparites. – *Geol. J.*, **5**: 15–32; Liverpool.
- BATHURST, R.G.C. (1971): Carbonate sediments and their diagenesis. – *Develop. Sediment.*, **12**, 620 S.; Amsterdam.
- BEBOUT, D.G. & MAIKLEM, W.R. (1973): Ancient anhydrite facies and environments, Middle Devonian Elk Point Basin, Alberta. – *Bull. Can. Petrol. Geol.*, **21** (3): 287–343; Calgary.
- BECHTEL, A. & PÜTTMANN, W. (1997): Palaeoceanography of the early Zechstein sea during Kupferschiefer deposition in the Lower Rhine Basin (Germany): A reappraisal from stable isotope and organic geochemical investigations. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **136**: 331–358; Amsterdam.
- BECKER, F. & ZEEH, S. (1999): Untersuchungen zur Diagenese und Isotopengeochemie ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$) der Zech-

- stein 1-Karbonate der Fossilagerstätte Korbacher Spalte und ihrer Umgebung (NW-Hessen). – *Geol. Jb. Hessen*, **127**: 5–17; Wiesbaden.
- BECKER, F. & BECHSTÄDT, T. (2000): Presaline sedimentation controlling the initial development of a giant salt deposit (Zechstein Cycle-1, Germany). – *Proceedings 8th. World Salt Symposium 2000, The Hague*: 77–82; Amsterdam.
- BEER, W.W. (1996): Kalilagerstätten in Deutschland. – *Kali und Steinsalz*, **12** (1): 18–30; Essen.
- BELOW, A. (1992): Fazies- und geochemische Diagenesestudie im Zechstein 2-Karbonat (Ca2) Nordwestdeutschlands. – *Berichte - Reports Geol.-Paläont. Inst. Univ. Kiel*, **60**, 147 S.; Kiel.
- BLATT, H., MIDDLETON, G. & MURRAY, R. (1972): Origin of sedimentary rocks. – 634 S.; Englewood Cliffs (Prentice Hall).
- BORCHERT, H. & MUIR, R.O. (1964): Salt deposits – the origin, metamorphism, and deformation of evaporites. – 338 S.; London (D. van Nostrand Ltd.).
- BRAITSCH, O. (1962): Entstehung und Stoffbestand der Salzlagerstätten. – 232 S., Berlin (Springer).
- BRASIER, M.D. (1980): Microfossils. – 193 S.; London (Chapman & Hall).
- BREITKREUZ, H. (1987): Geochemische Charakteristik der Zechstein- und Oberkreide-Karbonate im Einflußbereich der Blei-Zink-Mineralisation des Westheimer Abbruchs (NW-Hessen, E-Westfalen). – *Braunschweiger geol.-paläont. Diss.*, **6**: 165 S.; Braunschweig.
- BUDAI, J.M., LOHMANN, K.C. & OWEN, R.M. (1984): Burial dedolomite in the Mississippian Madison Limestone, Wyoming and Utah thrust belt. – *J. Sed. Petrol.*, **54** (1): 276–288; Tulsa.
- BURNE, R.V. & MOORE, L.S. (1987): Microbialites: organosedimentary deposits of benthic microbial communities. – *Palaïos*, **2**: 241–254; Tulsa.
- BURNS, S.J., BAKER, P.A. & SHOWERS, W.J. (1988): The factors controlling the formation and chemistry of dolomite in organic-rich sediments: Miocene Drakes Bay Formation, California. – In: SHUKLA, V. & BAKER, P.A. (Hrsg.): *Sedimentology and geochemistry of dolostones*, Spec. Pub. Soc. Econ. Paleont. Mineral., **43**: 41–52; Tulsa.
- BURNS, S.J., MCKENZIE, J.A. & VASCONCELOS, C. (2000): Dolomite formation and biochemical cycles in the Phanerozoic. – *Sedimentology*, **47** (Suppl. 1): 49–61; Oxford.
- BUTLER, G.P. (1969): Modern evaporite deposition and geochemistry of coexisting brines, the Sabkha, Trucial Coast, Arabian Gulf. – *J. Sed. Petrol.*, **39**: 70–81; Tulsa.
- CAROZZI, A.V. (1961): Distorted oolites and pseudoolites. – *J. Sed. Petrol.*, **31** (2): 262–274; Tulsa.
- CARTER, R.M. (1998): Two models: global sea-level change and sequence stratigraphic architecture. – *Sed. Geol.*, **122**: 23–36; Amsterdam.
- CHOQUETTE, P.W. & JAMES, N.P. (1990): Limestones – the burial diagenetic environment. – In: MCLREATH, I.A. & MORROW, D.W. (Hrsg.): *Diagenesis, Geoscience Canada Reprint Series*, **4**: 75–111; St. Johns.
- CHOWNS, T.M. & ELKINS, J.E. (1974): The origin of quartz geodes and cauliflower cherts through the silicification of anhydrite nodules. – *J. Sed. Petrol.*, **44** (3): 885–903; Tulsa.
- CLARK, D.N. (1980a): Replacement of dolomite by calcite. – *Abstracts Internat. Assoc. Sedimentologists 1. Europ. Mtg. Bochum 1980*: 225–227.
- CLARK, D.N. (1980b): The diagenesis of Zechstein carbonate sediments. – In: FÜCHTBAUER, H. & PERYT, T.M. (Hrsg.): *The Zechstein basin with emphasis on carbonate sequences*, *Contr. Sed.*, **9**: 167–203; Stuttgart.
- CLARK, D.N. & SHEARMAN, D.J. (1980): Replacement anhydrite in limestone and the recognition of molds and pseudomorphs: a review. – In: ORTI CABO, F. (Hrsg.): *Conferencias y comunicaciones del I symposium sobre diagenesis de sedimentos y rocas sedimentarias*, Barcelona 15–18 Dec. 1980, *Revista del Instituto de Investigaciones Geológicas Diputación Provincial Universidad de Barcelona*, **34**: 161–186.
- CLARK, D.N. & TALBACKA, L. (1980): The Zechstein deposits of southern Denmark. – In: FÜCHTBAUER, H. & PERYT, T.M. (Hrsg.): *The Zechstein basin with emphasis on carbonate sequences*, *Contr. Sed.*, **9**: 205–231; Stuttgart.
- CONLEY, C.D. (1977): Origin of distorted oolites and pisoliths. – *J. Sed. Petrol.*, **47** (2): 554–564; Tulsa.
- CONLEY, R.F. & BUNDY, W.M. (1958): Mechanism of gypsumification. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **15**: 57–72; Oxford.
- DEGROOT, K. (1967): Experimental dedolomitization. – *J. Sed. Petrol.*, **37** (4): 1216–1220; Tulsa.
- DEAN, W.E., DAVIES, G.R. & ANDERSON, R.Y. (1975): Sedimentological significance of nodular and laminated anhydrite. – *Geology*, **3**: 367–372; Boulder.
- DEGENS, E.T. & EPSTEIN, S. (1964): Oxygen and carbon isotope ratios in coexisting calcites and dolomites from recent and ancient sediments. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **28**: 23–44; Oxford.
- DICKSON, J.A.D. (1966): Carbonate identification and genesis as revealed by staining. – *J. Sed. Petrol.*, **36**: 491–505; Tulsa.
- DIETRICH, M. (1965): Fazies und Paläogeographie des Jungpaläozoikums und der unteren Glieder der Werra-Serie im Werra-Fulda-Becken und seinen Randgebieten. – *Freiberger Forsch.-H.*, **C 193**: 55–81; Leipzig.
- DITTRICH, E. (1962): Zur Gliederung der Werra-Serie/Zechstein 1 im Werra-Kaligebiet. – *Ber. geol. Ges. DDR*, **6**: 296–301; Berlin.
- DITTRICH, E. (1964): Beiträge zur Kenntnis des Zechsteins im nordöstlichen Werra-Fulda-Becken und seinen

- Randgebieten. – Diss. Univ. Jena, 242 S., 60 Anlagen [unveröff.].
- DRONKERT, H., BLÄSI, H.-R. & MATTER, A. (1990): Facies and origin of Triassic evaporites from the NAGRA boreholes, Northern Switzerland. – NAGRA Technischer Bericht, **87-02**, 120 S.; Bern. [auch veröffentlicht als Geologischer Bericht Nr. 12 der Landeshydrologie und -geologie]
- DUNHAM, R.J. (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional texture. – In: HAM, W.E. (Hrsg.): Classification of carbonate rocks – a symposium, Mem. Amer. Assoc. Petroleum Geol., **1**: 108–121; Tulsa.
- DUNHAM, R.J. (1969): Vadose pisolite in the Capitan Reef (Permian), New Mexico and Texas. – In: FRIEDMAN, G.M. (Hrsg.): Depositional environments in carbonate rocks, Spec. Pub. Soc. Econ. Paleont. Mineral., **14**: 182–191; Tulsa.
- DUVAL, B., CRAMEZ, C. & VAIL, P. (1992): Types and hierarchy of stratigraphic cycles. – In: Sequence stratigraphy of European basins, CNRS – IFP Meeting Dijon, France, May 1992, Abstracts Volume, 44–45.
- EINSELE, G. (1992): Sedimentary basins – evolution, facies and sediment budget. – 628 S.; Berlin (Springer).
- EMBRY, A.F. & KLOVAN, E.J. (1972): Absolute water depths limits of Late Devonian paleoecological zones. – Geol. Rdsch., **61** (2): 672–686; Stuttgart.
- EMERY, D. & MYERS, K. (1996): Sequence stratigraphy. – 297 S.; Oxford (Blackwell Science).
- ENOS, P. (1991): Sedimentary parameter for computer modeling. – In: FRANSEEN, E.K., WATNEY, W.C., KENDALL, C.G.St.C. & ROSS, W. (Hrsg.): Sedimentary modeling: Computer simulations and methods for improved parameter definition, Bull. Kansas Geological Survey, **233**: 63–99; Lawrence.
- ESTEBAN, M. (1976): Vadose pisolite and caliche. – Bull. Amer. Assoc. Petroleum Geol., **60** (11): 2048–2057; Tulsa.
- ESTEBAN, M. & PRAY, L.C. (1983): Pisoids and pisolite facies (Permian), Guadalupe Mountains, New Mexico and West Texas. – In: PERYT, T.M. (Hrsg.): Coated grains: 503–537; Berlin (Springer).
- EVAMY, B.D. (1967): Dedolomitization and the development of rhombohedral pores in limestones. – J. Sed. Petrol., **37** (4), 1204–1215; Tulsa.
- FABRICIUS, F.H. (1967): Die Rät- und Lias-Oolithe der nord-westlichen Kalkalpen. – Geol. Rdsch., **56**: 140–170; Stuttgart.
- FAHRAEUS, L.E., SLATT, R.M. & NOWLAN, G.S. (1974): Origin of carbonate pseudopellets. – J. Sed. Petrol., **44** (1): 27–29; Tulsa.
- FIEGE, K. (1939): Die zyklische Sedimentation in der Salz-fazies des deutschen Zechsteins. – Zb. Miner. Geol. Paläont., **Abt. B 1939**: 353–390; Stuttgart.
- FLÜGEL, E. (1977): Environmental models for Upper Paleozoic benthic calcareous algal communities. – In: FLÜGEL, E. (Hrsg.): Fossil algae – recent results and developments: 314–343; Berlin (Springer).
- FLÜGEL, E. (1982): Microfacies analysis of limestones. – 633 S.; Berlin (Springer).
- FLÜGEL, E. (1994): Pangean shelf carbonates: controls and paleoclimatic significance of Permian and Triassic reefs. – In: KLEIN, G.D. (Hrsg.): Pangea: paleoclimate, tectonics, and sedimentation during accretion, zenith, and breakup of a supercontinent, Spec. Paper Geol. Soc. Amer., **288**: 247–266; Boulder.
- FOLK, R.J. (1965): Some aspects of recrystallization in ancient limestones. – In: PRAY, L.C. & MURRAY, R.C. (Hrsg.): Dolomitization and limestone diagenesis – a symposium, Spec. Pub. Soc. Econ. Paleont. Mineral., **13**: 14–48.
- FOLK, R.J. & LAND, L.S. (1975): Mg/Ca ratio and salinity: two controls over crystallization of dolomite. – Bull. Amer. Assoc. Petroleum Geol., **59** (1): 60–68; Tulsa.
- FOLK, R.L. & PITTMAN, J.S. (1971): Length-slow chalcidony: a new testament for vanished evaporites. – J. Sed. Petrol., **41** (4): 1045–1058; Tulsa.
- FORGOTSON, J.M. Jr. (1958): A correlation and regional stratigraphic analysis of the formations of the Trinity Group of the Comanchean Cretaceous of the Gulf coastal plain; and the genesis and petrography of the Ferry Lake Anhydrite. – Trans. Gulf Coast Assoc. Geol. Soc., **8**: 91–108; Houston.
- FRANK, J.R. (1981): Dedolomitization in the Taum Sauk Limestone (Upper Cambrian), southeast Missouri. – J. Sed. Petrol., **51**: 7–18; Tulsa.
- FRANTZEN, W. (1895): Der Zechstein in seiner ursprünglichen Zusammensetzung und der Untere Buntsandstein in den Bohrlöchern bei Kaiseroda. – Jb. königl. Preuss. geol. L.-Anst. Bergakad., **15**: 65–121.
- FRIEDMAN, G.M. (1965): Terminology of crystallization textures and fabrics in sedimentary rocks. – J. Sed. Petrol., **35**: 643–655; Tulsa.
- FRIEDMAN, G.M. & SHUKLA, V. (1980): Significance of authigenic quartz euhedra after sulfates: example from the Lockport Formation (Middle Silurian) of New York. – J. Sed. Petrol., **50** (4): 1299–1304; Tulsa.
- FRIEDMAN, I. & O'NEIL, J.R. (1977): Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. – In: FLEISCHER, M. (Hrsg.): Data of geochemistry, 6. Aufl., Geol. Survey Professional Papers, **440-KK**, 12 S.; Washington.
- FRITZ, P. & KATZ, A. (1972): The sodium distribution of dolomite crystals. – Chem. Geol., **10**: 237–244; Amsterdam.
- FÜCHTBAUER, H. & PERYT, T.M. (1980): The Zechstein basin with emphasis on carbonate sequences. – Contr. Sed., **9**, 328 S.; Stuttgart.

- FÜCHTBAUER, H. (1959): Zur Nomenklatur der Sedimentgesteine. – Erdöl und Kohle, **12**: 605–613; Hamburg.
- FÜCHTBAUER, H. (1962): Fazies, Porosität und Gasgehalt der Karbonatgesteine des norddeutschen Zechsteins. – Z. dt. geol. Ges., **114**: 484–531; Hannover.
- FÜCHTBAUER, H. (1968): Carbonate sedimentation and subsidence in the Zechstein basin (Northern Germany). – In: MÜLLER, G. & FRIEDMAN, G.M. (Hrsg.): Recent developments in carbonate sedimentology in Central Europe: 196–204; Berlin (Springer).
- FÜCHTBAUER, H. (1980): Composition and diagenesis of a stromatolitic bryozoan bioherm in the Zechstein 1 (northwestern Germany). – In: FÜCHTBAUER, H. & PERYT, T.M. (Hrsg.): The Zechstein basin with emphasis on carbonate sequences, Contr. Sed., **9**: 233–251; Stuttgart.
- FÜCHTBAUER, H. & GOLDSCHMIDT, H. (1959): Die Tonminerale der Zechsteinformation. – Beitrag. Mineral. Petrogr., **6**: 320–345; Berlin.
- FÜCHTBAUER, H. & GOLDSCHMIDT, H. (1965): Beziehungen zwischen Calciumgehalt und Bildungsbedingungen der Dolomite. – Geol. Rdsch., **55**: 29–40; Stuttgart.
- FULDA, E. (1935): Zechstein. – In: Preuß. geol. L.-Anst. (Hrsg.): Handbuch der vergleichenden Stratigraphie Deutschlands. – 409 S.; Berlin (Borntraeger).
- GEBELEIN, C.D. (1969): Distribution, morphology and accretion rate of recent subtidal algae stromatolites, Bermuda. – J. Sed. Petrol., **39**: 49–69; Tulsa.
- GEINITZ, H.B. (1861): Dyas oder die Zechsteinformation und das Rotliegende. – 342 S.; Leipzig (Wilhelm Engelmann).
- GELUK, M.C. (1999): Late Permian (Zechstein) rifting in the Netherlands: models and implications for petroleum geology. – Petroleum Geoscience, **5**: 189–199; Bath.
- GELUK, M.C. (2000): Late Permian (Zechstein) carbonate-facies maps, the Netherlands. – Geologie en Mijnbouw/Netherlands Journal of Geosciences, **79** (1): 17–27; 's-Gravenhage.
- GELUK, M.C., WEES VAN, J.D., GRÖNLOH, H. & ADRICHEM BOOGAERT VAN, H.A. (1997): Palaeogeography and palaeotectonics of the Zechstein (Upper Permian) in the Netherlands. – Proceedings 13. Internat. Congress on the Carboniferous and Permian, Part 2, Prace Panstwowego Instytutu Geologicznego, **157**: 63–73; Warszawa.
- GERDES, G. & KRUMBEIN, W.E. (1987): Biolaminated deposits. – Lecture Notes in Earth Sciences, **9**, 183 S.; Berlin.
- GERLACH, R. & KNITZSCHKE, G. (1978): Sedimentationszyklen an der Zechsteinbasis (Z1) im SE-Harzzvorland und ihre Beziehung zu einigen bergbautechnischen Problemen. – Z. angew. Geol., **24**: 214–221; Berlin.
- GINSBURG, R.N. (1971): Landward movement of carbonate mud: new model for regressive cycles in carbonates. – Bull. Amer. Assoc. Petroleum Geol., **55**, 340; Tulsa.
- GIVEN, R.K. & LOHMANN, K.C. (1985): Derivation of the original isotopic composition of Permian marine cements. – J. Sed. Petrol., **55** (3): 430–439; Tulsa.
- GLENNIE, K.W. & BULLER, A.T. (1983): The Permian Weisssligendes of NW Europe: the partial deformation of aeolian dune sands caused by the Zechstein transgression. – Sed. Geol., **35**: 43–81; Amsterdam.
- GOLDHAMMER, R.K., DUNN, P.A. & HARDIE, L.A. (1987): High-frequency glacio-eustatic sea level oscillations with Milankovitch characteristics recorded in Middle Triassic platform carbonates in northern Italy. – Amer. J. Science, **287**: 853–892; New Haven.
- GOLDSMITH, J.R. & GRAF, D.L. (1958): Relations between lattice constants and compositions of the Ca-Mg carbonates. – Amer. Miner., **43**: 84–101; Washington DC.
- 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. – J. Geol. Soc. London, **149** (6): 1050–1054; London.
- GOODWIN, P.W. & ANDERSON, E.J. (1985): Punctuated aggradational cycles: a general hypothesis of episodic stratigraphic accumulation. – J. Geol., **93**: 515–533; Chicago.
- GREGG, J.M. & SIBLEY, D.F. (1984): Epigenetic dolomitization and the origin of xenotopic dolomite texture. – J. Sed. Petrol., **54**: 908–931; Tulsa.
- GRIMM, W.-D. (1962): Ausfüllung von Kieselsäure in salinar beeinflussten Sedimenten. – Z. dt. geol. Ges., **114** (3): 590–619; Hannover.
- GROSSMAN, E.L. (1994): The carbon and oxygen isotope record during the evolution of Pangea: Carboniferous to Triassic. – In: KLEIN, G.D. (Hrsg.): Pangea: paleoclimate, tectonics, and sedimentation during accretion, zenith, and breakup of a supercontinent, Spec. Paper Geol. Soc. Amer., **288**: 207–228; Boulder.
- GROTZINGER, J.P. (1986a): Cyclicity and paleoenvironmental dynamics, Rocknest platform, northwest Canada. – Bull. Geol. Soc. Amer., **97**: 1208–1231; Boulder.
- GROTZINGER, J.P. (1986b): Upward shallowing platform cycles: a response to 2.2 billion years of low-amplitude, high-frequency (Milankovitch band) sea level oscillations. – Paleocyanography, **1**: 403–416; Washington DC.
- GROTZINGER, J.P. & KNOLL, A.H. (1995): Anomalous carbonate precipitates: is the Precambrian the key to the Permian? – Palaios, **10**: 578–596; Tulsa.
- HANDFORD, C.R. (1981): A process-sedimentary framework for characterizing recent and ancient sabkhas. – Sed. Geol., **30**: 255–265; Amsterdam.

- HANDFORD, C.R. & LOUCKS, R.G. (1993): Carbonate depositional sequences and systems tracts - responses of carbonate platforms to relative sea-level changes. - In: LOUCKS, R.G. & SARG, J.F. (Hrsg.): Carbonate sequence stratigraphy, Mem. Amer. Assoc. Petroleum Geol., **57**: 3-41; Tulsa.
- HANDFORD, C.R., KENDALL, A.C., PREZBINDOWSKI, D.R., DUNHAM, J.B. & LOGAN, B.W. (1984): Salina-margin tepees, pisoliths, and aragonite cements, Lake MacLeod, Western Australia: their significance in interpreting ancient analogs. - *Geology*, **12**: 523-527; Boulder.
- HAO, B.U., HARDENBOL, J. & VAIL, P.R. (1987): The chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. - *Science*, **235**: 1156-1167; Washington DC.
- HAO, B.U., HARDENBOL, J. & VAIL, P.R. (1988): Mesozoic and cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. - In: WILGUS, C.K., HASTINGS, B.S., KENDALL, C.G.St.C., POSAMENTIER, H.W., ROSS, C.A. & VAN WAGONER, J.C. (Hrsg.): Sea level changes: an integrated approach, Spec. Pub. Soc. Econ. Paleont. Mineral., **42**: 71-108; Tulsa.
- HAO, B.U. & VAN EYSINGA, F.W.B. (1998): Geological time table. - 5. Aufl.; Amsterdam (Elsevier).
- HARDIE, L.A. (1967): The gypsum - anhydrite equilibrium at one atmosphere pressure. - *Amer. Mineral.*, **52**: 171-200; Washington DC.
- HARDIE, L.A. (1987): Dolomitization: a critical view of some current views. - *J. Sed. Petrol.*, **57** (1): 166-183; Tulsa.
- HARDIE, L.A. & EUGSTER, H.P. (1971): The depositional environment of marine evaporites: a case for shallow, clastic accumulations. - *Sedimentology*, **16**: 187-220; Amsterdam.
- HARRIS, P.M., KENDALL, C.G.St.C. & LERCHE, I. (1985): Carbonate cementation - a brief review. - In: SCHNEIDERMANN, N. & HARRIS, P.M. (Hrsg.): Carbonate cements, Spec. Pub. Soc. Econ. Paleont. Mineral., **36**: 79-95; Tulsa.
- HARVIE, L.E., WEARE, J.H., HARDIE, L.A. & EUGSTER, H.P. (1980): Evaporation of seawater: calculated mineral sequences. - *Science*, **208**: 498-500; Washington DC.
- HARWOOD, G.M. (1983): Former evaporites within English Zechstein first cycle carbonates. - *Bull. Amer. Assoc. Petroleum Geol.*, **67** (3): 480; Tulsa.
- HARWOOD, G.M. (1986): The diagenetic history of Cadeby Formation carbonate (EZ1 Ca), Upper Permian, eastern England. - In: HARWOOD, G.M. & SMITH, D.B. (Hrsg.): The English Zechstein and related topics, Spec. Pub. Geol. Soc. London, **22**: 75-86; Oxford.
- HARWOOD, G.M. (1988): Microscopic techniques: II. Principles of sedimentary petrography. - In: TUCKER, M.E. (Hrsg.): Techniques in sedimentology, 108-173; Oxford (Blackwell).
- HARWOOD, G.M. & SMITH, D.B. (1986): The English Zechstein and related topics. - Spec. Pub. Geol. Soc. London, **22**, 244 S.; Oxford.
- HAUBOLD, H. (1984): Saurierfahrten. - Neue Brehm-Bücherei, **479**, 231 S.; Wittenberg.
- HECHT, G. (1960): Über Kalkalgen aus dem Zechstein Thüringens. - *Freiberger. Forsch.-H.*, **C 89**: 125-178; Berlin.
- HEGGMANN, H. & KULICK, J. (1997): Geologische Karte von Hessen 1 : 25 000, Blatt 4718 Goddelsheim; Wiesbaden.
- HEIM, A. (1908): Über rezente und fossile subaquatische Rutschungen und deren lithologische Bedeutung. - *N. Jb. Miner. Geol. Paläont.*, **1908**: 136-157; Stuttgart.
- HELDMAIER, W. (1992): Zur Geologie am Nordrande des Werra-Grauwacken Sattels, S' Witzenhausen, Nordhessen (Teil A); Mikrofazies des Zechsteinkalks (Ca1) auf der Nordhessischen Zechsteinplattform (Buchenauer Schwelle) (Teil B). - *Dipl.-Arb. Univ. Marburg*: 92 S. [unveröff.].
- HELMUTH, H.J. (1968): Zur Gliederung des Zechsteinkalks (Ca1) in NE-Mecklenburg. - *Geologie*, **17**: 164-175; Berlin.
- HELMUTH, H.J., WIEGARTZ, A. & ZAGORA, K. (1968): Zum Werra-Anhydrit (Zechstein 1) NE-Mecklenburgs. - *Geologie*, **17**: 378-387; Berlin.
- HERRMANN, A. (1957): Der Zechstein am südlichen Harzrand (seine Stratigraphie, Fazies, Paläogeographie und Tektonik). - *Geol. Jb.*, **72**: 1-72; Hannover.
- HERRMANN, A. & RICHTER-BERNBURG, G. (1955): Frühdiagenetische Störungen der Schichtung und Lagerung im Werra-Anhydrit (Zechstein 1) am Südwestharz. - *Z. dt. Geol. Ges.*, **105**: 689-702; Hannover.
- HERRMANN, A.G. (1981): Grundkenntnisse über die Entstehung mariner Salzlagerstätten. - *Aufschluss*, **32**: 45-72; Heidelberg.
- HIRST, D.M. & DUNHAM, K.C. (1963): Chemistry and petrography of the Marl Slate of S.E. Durham, England. - *Econ. Geol.*, **58**: 912-940; Lancaster.
- HOLLIDAY, D.W. (1973): Early diagenesis in nodular anhydrite rocks. - *Trans. Inst. Min. Metallurgy, Sec. B*, **82**: 81-84; London.
- HOLLINGWORTH, N.T.J. & TUCKER, M.E. (1987): The Upper Permian (Zechstein) Tunstall reef of North East England: palaeoecology and early diagenesis. - In: PERYT, T.M. (Hrsg.): The Zechstein facies in Europe, *Lecture Notes in Earth Sciences*, **10**: 23-50; Berlin.
- HOLSER, W.T., MAGARITZ, M. & WRIGHT, J. (1986): Chemical and isotopic variations in the world ocean during Phanerozoic time. - In: WALLISER, O.H. (Hrsg.): Global bio-events - a critical approach, *Lecture Notes in Earth Sciences*, **8**: 62-74; Berlin.
- HOLZAPFEL, E. (1879): Die Zechsteinformation am Ostrande des Rheinischen-Westfälischen Schiefergebirges. - *Inaugural-Diss. Philosophische Facultät Marburg*, 45 S.

- HOLZAPFEL, H.-W. (1980): Die Geologie des nordwestlichen Frankenberger Raumes unter besonderer Berücksichtigung der Fazies- und Diageneseentwicklung der permischen Sedimente. – Dipl.-Arb. Univ. Marburg, 109 S. [unveröff.].
- HOLZAPFEL, H.-W. (1991): Fazies und Diagenese der Zechstein 1-Karbonate vom südlichen Küstenrand zum Niedersächsischen Becken. – Diss. Univ. Marburg, 189 S. [unveröff.].
- HORN, M., KULICK, J. & TIETZE, K.-W. (1993): Kontinentale klastische Sedimente aus Oberperm und Untertrias am Ostrand des Rheinischen Schiefergebirges. – In: AMLER, R.W. & TIETZE, K.-W. (Hrsg.): Exkursionsführer – Sediment 93, 8. Sedimentologen-Treffen, 3.–5. Juni 1993 an der Philipps-Universität Marburg/Lahn: 44–68; Marburg.
- HORN, M. & TIETZE, K.-W. (1993): Forschungsbohrung Rosenthal 1001 (Hessen). – Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben, Tätigkeitsbericht 1991/92: 58–64; Hannover (Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung).
- HOVORKA, S. (1989): Depth evolution of the Delaware Basin – Castile/Salado transition. – In: HARRIS, P.M. & GROVER, G.A. (Hrsg.): Subsurface and outcrop examination of the Capitan shelf margin, northern Delaware Basin, Core Workshop Soc. Econ. Paleont. Mineral., **13**: 441–449; Tulsa.
- HOVORKA, S., NANCE, H.S. & KERANS, C. (1993): Parasequence geometry as a control on permeability evolution: examples from the San Andres and Greystone Formations in the Guadalupian Mountains, New Mexico. – In: LOUCKS, R.G. & SARG, J.F. (Hrsg.): Carbonate sequence stratigraphy, Mem. Amer. Assoc. Petroleum Geol., **57**: 493–514; Tulsa.
- HOYNINGEN-HUENE, E. VON (1957): Die Texturen der sub-salinaren Anhydrite (Z1) im Harzvorland und ihre fazielle und stratigraphische Bedeutung. – Beih. Geologie, **18**: 3–48; Berlin.
- HSÜ, K.J. & SIEGENTHALER, C. (1969): Preliminary experiments on hydrodynamic movement induced by evaporation and their bearing on the dolomite problem. – Sedimentology, **12**: 11–25; Amsterdam.
- HUDSON, J.D. (1977): Stable isotopes and limestone lithification. – J. Geol. Soc. Lond., **133**: 637–660; London.
- HURLEY, N.F. & LOHMANN, K.C. (1989): Diagenesis of Devonian reefal carbonates in the Oscar Range, Canning Basin, Western Australia. – J. Sed. Petrol., **59** (1): 127–146; Tulsa.
- HUTTEL, P. (1989): Das Staßfurt-Karbonat (Ca2) in Süd-Oldenburg – Fazies und Diagenese eines Sediments am Nordhang der Hunte-Schwelle. – Göttinger Arb. Geol. Paläont., **39**, 94 S.; Göttingen.
- HUTTEL, P. & MAUSFELD, S. (1991): Diagenesis of a carbonate member of an evaporitic cycle: the Staßfurt carbonate formation (Ca2) of South Oldenburg (NW Germany). – In: SCHRÖDER, B., KÄDING, K.-Ch., KULICK, J. & PAUL, J. (Hrsg.): Zechstein 1987, Internationales Symposium Kassel/Hannover, Zbl. Geol. Paläont. Teil I, **1991** (4): 1073–1109; Stuttgart.
- ILLING, L.V. (1954): Bahamian calcareous sands. – Bull. Amer. Assoc. Petroleum Geol., **38**: 1–95; Tulsa.
- ILLING, L.V., WELLS, A.J. & TAYLOR, J.C.M. (1965): Penecontemporary dolomite in the Persian Gulf. – In: PRAY, L.C. & MURRAY, R.C. (Hrsg.): Dolomitization and limestone diagenesis, a symposium, Spec. Pub. Soc. Econ. Paleont. Mineral., **13**: 89–111; Tulsa.
- IMBRIE, J. & IMBRIE, K.P. (1979): Ice ages: solving the mystery. – 224 S.; New York (McMillan).
- INDEN, R.F. & MOORE, C.H. (1983): Beach. – In: SCHOLLE, P.A., BEBOUT, D.G. & MOORE, C.H. (Hrsg.): Carbonate depositional environments, Mem. Amer. Assoc. Petroleum Geol., **33**: 211–265; Tulsa.
- IRWIN, H., CURTIS, C. & COLEMAN, M. (1977): Isotopic evidence for source of diagenetic carbonates formed during burial of organic-rich sediments. – Nature, **269**: 209–213; London.
- JACOBSHAGEN (1997): Fossile und rezente Subrosion von Zechstein-Evaporiten der Region Eschwege – Hoher Meißner (Nordhessen). – Z. geol. Wiss., **25** (3-4): 253–261; Berlin.
- JAMES, N.P. (1984): Shallowing-upward sequences in carbonates. – In: WALKER, R.G. (Hrsg.): Facies models, Geoscience Canada Reprint Series, **1**, 2. Aufl.: 213–228; St. Johns.
- JAMES, N.P. & GINSBURG, R.N. (1979): The seaward margin of Belize barrier and atoll reef. – Spec. Pub. Internat. Assoc. Sedimentologists, **3**, 197 S.; Oxford.
- JAMES, N.P. & CHOQUETTE, P.W. (1990a): Limestones – the sea-floor diagenetic environment. – In: MCLREATH, I.A. & MORROW, D.W. (Hrsg.): Diagenesis, Geoscience Canada Reprint Series, **4**: 13–34; St. Johns.
- JAMES, N.P. & CHOQUETTE, P.W. (1990b): Limestones – the meteoric diagenetic environment. – In: MCLREATH, I.A. & MORROW, D.W. (Hrsg.): Diagenesis, Geoscience Canada Reprint Series, **4**: 35–73; St. Johns.
- JAMES, N.P. & BOURQUE, P.A. (1992): Reefs and Mounds. – In: WALKER, R.G. & JAMES, N.P. (Hrsg.): Facies models – response to sea level change, Geol. Assoc. Canada: 323–347; St. Johns.
- JANKOWSKI, G. & JUNG, W. (1962): Zum Zechsteinkalk (Ca1) im Bereich der Sangershäuser und Mansfelder Mulde. – Geologie, **11**: 945–953; Berlin.
- JANKOWSKI, G. & JUNG, W. (1964): Erweiterung der Feinstratigraphie der Werraanhydrite (Z1) im südöstlichen Harzvorland. – Geologie, **13**: 1091–1098; Berlin.
- JASPER, T. (1998): Strontium, Sauerstoff und Kohlenstoff – isotopische Entwicklung des Meerwassers. Perm. – Diss. Ruhr-Univ. Bochum, 201 S.; Bochum [unveröff.].

- JERVEY, M.T. (1988): Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression. – In: WILGUS, C.K., HASTINGS, B.S., KENDALL, C.G.St.C., POSAMENTIER, H.W., ROSS, C.A. & VAN WAGONER, J.C. (Hrsg.): Sea level changes: an integrated approach, Spec. Pub. Soc. Econ. Paleont. Mineral., **42**: 47–69; Tulsa.
- JOWETT, E.C., CATHLES, L.M. III, DAVIS, B.C. (1993): Predicting depths of gypsum dehydration in evaporitic sedimentary basins. – Bull. Amer. Assoc. Petroleum Geol., **77** (3): 402–413; Tulsa.
- JUNG, W. (1958): Zur Feinstratigraphie des Werra-Anhydrits (Z1) im Bereich der Sangerhäuser und Mansfelder Mulde. – Beih. Geologie **24**: 3–88; Berlin.
- JUNG, W. & KNITZSCHKE, G. (1976): Kupferschiefer in the German Democratic Republic (GDR) with special reference to the Kupferschiefer deposit in the southeastern Harz foreland. – In: WOLF, K.H. (Hrsg.): Handbook of strata-bound and stratiform ore deposits, II. Regional studies and specific deposits, 6. Cu, Zn, Pb, and Ag deposits: 352–406; Amsterdam (Elsevier).
- KÄDING, K.Ch. (1975): 2. Zechstein. – In: LAEMMLEN, M.: Erläuterungen zur geologischen Karte von Hessen, 1 : 25 000, Bl. 5225 Geisa: 30–44; Wiesbaden.
- KÄDING, K.Ch. (1978): Stratigraphische Gliederung des Zechsteins im Werra-Fulda-Becken. – Geol. Jb. Hessen, **106**: 123–130; Wiesbaden.
- KÄDING, K.Ch. (1987): Kali- und Steinsalzbergwerk Hatdorf der Kali und Salz AG, Schachtanlage Hera. – Befahrung von Bohrkernen aus dem Zechstein des Werra-Fulda-Beckens und des Solling-Beckens. – In: KULICK, J. & PAUL, J. (Hrsg.): Internationales Symposium Zechstein, Exkursionsführer, Teil I, Zechsteinsalinare und Bohrkernausststellungen: 57–68; Wiesbaden.
- KÄDING, K.Ch. & SESSLER, W. (1994): Befahrung des Kalibergwerkes Neuhoef-Ellers der Kali und Salz AG bei Fulda (Exkursion G am 8. April 1994). – Jber. Mitt. ober-rhein. geol. Ver., **NF 76**: 191–197; Stuttgart.
- KALDI, J. (1986): Diagenesis of nearshore carbonate rocks in the Sprotbrough Member of the Cadeby (Magnesian Limestone) Formation (Upper Permian) of eastern England. – In: HARWOOD, G.M. & SMITH, D.B. (Hrsg.): The English Zechstein and related topics, Spec. Pub. Geol. Soc. London, **22**: 87–102; Oxford.
- KALDI, J. & GIDMAN, J. (1982): Early diagenetic dolomite cements: example from the Permian Lower Magnesian Limestone of England and the Pleistocene carbonates of the Bahamas. – J. Sed. Petrol., **52** (4): 1073–1085; Tulsa.
- KÄSTNER, H. (1972): Der Zechstein in Süd- und Südwestthüringen – Zusammenfassung und Diskussion des Kenntnisstandes. – Ber. deutsch. Ges. geol. Wiss., Reihe A Geol. Paläont., **17** (6): 897–910; Berlin.
- KÄSTNER, M. (1982): When does dedolomitization occur and what controls it. – Abstracts 11th Internat. Congr. Sedimentol. Hamilton, Ont., Canada.
- KATZ, A. (1968): Calician dolomites and dedolomitization. – Nature, **217** (3): 439–440; London.
- KAZMIERCZAK, J. & KEMPE, S. (1992): Recent cyanobacterial counterparts of Paleozoic Wetheredella and related problematic fossils. – Palaios, **7**: 294–304; Tulsa.
- KENDALL, A.C. (1988): Aspects of evaporite basin stratigraphy. – In: SCHREIBER, B.C. (Hrsg.): Evaporites and hydrocarbons: 11–65; New York (Columbia University Press).
- KENDALL, A.C. (1992): Evaporites. – In: WALKER, R.G. & JAMES, N.P. (Hrsg.): Facies models – response to sea level change, Geol. Assoc. Canada: 375–409; St. Johns.
- KENDALL, A.C. (2000): Compaction in halite-cemented carbonates – the Dawson Bay Formation (Middle Devonian) of Saskatchewan, Canada. – Sedimentology, **47**: 151–171; Oxford.
- KENDALL, A.C. & HARWOOD, G.M. (1989): Shallow-water gypsum in the Castile Formation – significance and implications. – In: HARRIS, P.M. & GROVER, G.A.: Sub-surface and outcrop examinations of the Capitan shelf margin, northern Delaware Basin, Core Workshop Soc. Econ. Paleont. Mineral., **13**: 451–457; Tulsa.
- KENDALL, C.G.St.C. (1969): An environmental re-interpretation of the Permian evaporite/carbonate shelf sediments of the Guadalupe Mountains. – Bull. Geol. Soc. America, **80**: 2503–2526; Boulder.
- KENNARD, J.M. & JAMES, N.P. (1986): Thrombolites and stromatolites: two distinct types of microbial structures. – Palaios, **2** (5): 492–503; Tulsa.
- KERKMANN, K. (1967): Zur Kenntnis der Riffbildungen in der Werraserie des thüringischen Zechsteins. – Freiburger Forsch.-H., **C 213**: 123–143; Leipzig.
- KERKMANN, K. (1969): Riffe und Algenbänke im Zechstein von Thüringen. – Freiburger Forsch.-H., **C 252**: 1–85; Leipzig.
- KERR, S.D. Jr. & THOMSON, A. (1963): Origin of nodular and bedded anhydrite in Permian shelf sediments, Texas and New Mexico. – Bull. Amer. Assoc. Petroleum Geol., **47**: 1726–1732; Tulsa.
- KINSMAN, D.J.J. (1966): Gypsum and anhydrite of recent age, Trucial Coast, Persian Gulf. – In: RAU, J.C. (Hrsg.): Second Symp. on Salt, N. Ohio Geol. Soc., **1**: 302–326.
- KINSMAN, D.J.J. (1969): Modes of formation, sedimentary associations, and diagnostic features of shallow-water and supratidal deposits. – Bull. Amer. Assoc. Petroleum Geol., **53**: 830–840; Tulsa.
- KINSMAN, D.J.J. (1976): Evaporites: relative humidity control on primary mineral facies. – J. Sed. Petrol., **46**: 273–279; Tulsa.
- KIRKLAND, B.L., DICKSON, J.A.D., WOOD, R.A. & LAND, L.S. (1998): Microbialite and microstratigraphy: the origin of encrustations in the middle and upper Capitan For-

- mation, Guadalupe Mountains, Texas and New Mexico, USA. – *J. Sed. Res.*, **68** (5): 956–967; Tulsa.
- KOERSCHNER, W.F. & READ, J.F. (1989): Field and modeling studies of cambrian carbonate cycles, Virginia Appalachians. – *J. Sed. Petrol.*, **59** (5): 654–687; Tulsa.
- KOWALCZYK, G. (1983): Das Rotliegende zwischen Taunus und Spessart. – *Geol. Abh. Hessen*, **84**, 99 S.; Wiesbaden.
- KOWALCZYK, G. & MANZE, U. (1974): C- und O-Isotopenverhältnisse permischer Karbonatgesteine der Wetterau. – *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **102**: 215–224; Wiesbaden.
- KOWALCZYK, G. & PRÜFERT, J. (1974): Gliederung und Fazies des Perms in der Wetterau (Hessen). – *Z. dt. geol. Ges.*, **125**: 61–90; Hannover.
- KOWALCZYK, G. & PRÜFERT, J. (1978a): Perm. – In: EHRENBERG, K.-H. & HICKETHIER, H.: Erläuterungen zur geologischen Karte von Hessen 1 : 25 000, Bl. 5620 Ortenberg: 14–57; Wiesbaden.
- KOWALCZYK, G. & PRÜFERT, J. (1978b): Exkursion F in das Oberrotliegende und den Zechstein am Rand von Spessart und Vogelsberg am 1. April 1978. – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver.*, **N.F. 60**: 87–108; Stuttgart.
- KRUMBEIN, W.E. (1983): Stromatolites – the challenge of a term in space and time. – *Precambrian Research*, **20**: 493–531; Amsterdam.
- KÜHN, R. (1953): Tiefenberechnung des Zechsteinmeeres nach dem Bromgehalt der Salze. – *Z. dt. geol. Ges.*, **105** (4): 646–663; Hannover.
- KÜHN, W. (1965): Zur Spurenelementverteilung im Zechsteinkalk des Thüringer Beckens. – *Z. angew. Geol.*, **11**: 370–374; Berlin.
- KULICK, J. (1968): Erläuterungen zur geologischen Karte von Hessen 1 : 25 000, Bl. 4719 Korbach, 273 S.; Wiesbaden.
- KULICK, J. (1979): Forschungsbohrungen Rengshausen 1, Herfeld 1 und Schemmern 1 in Nordhessen. – *Geowissenschaftliche Gemeinschaftsaufgaben, Tätigkeitsbericht 1977/78*: 38–42; Hannover (Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung).
- KULICK, J. (1987a): Der über Tage anstehende Zechstein in Hessen. – In: KULICK, J. & PAUL, J. (Hrsg.): Internationales Symposium Zechstein, Exkursionsführer, Teil II – Zechsteinaufschlüsse in der Hessischen Senke und am westlichen Harzrand: 19–140; Wiesbaden.
- KULICK, J. (1987b): Zechstein. – In: MOTZKA-NÖRING, R.: Erläuterungen zur geologischen Karte von Hessen 1 : 25 000, Bl. 4925 Sontra: 37–97; Wiesbaden.
- KULICK, J. (1989): C - Perm. – In: BECKER, R.E.: Erläuterungen zur geologischen Karte von Hessen 1 : 25 000, Bl. 5023 Ludwigseck: 22–31; Wiesbaden.
- KULICK, J. (1991): Die Randfazies des Zechsteins in der Korbacher und Frankenger Bucht (Exkursion E am 4. April 1991). – *Jber. Mitt. oberrhein. geol. Ver.*, **N.F. 73**: 85–113; Stuttgart.
- KULICK, J. (1999): Perm. – In: BECKER, R.E. & KULICK, J.: Erläuterungen zur geologischen Karte von Hessen 1 : 25 000, Bl. 4923 Altmorschen: 23–64; Wiesbaden.
- KULICK, J., MEISL, S. & THEUERJAHR, A. (1980): Forschungsvorhaben Metallverteilung in geosynklinalen Sedimenten des Rhenoharzynikums in stratiformen Konzentrationen – „NTS 12 - Rhenoharzynikum“. – *Abschlußbericht Hess. L.-Amt f. Bodenforsch.*; Wiesbaden [unveröff.].
- KULICK, J., LEIFELD, D., MEISL, S., PÖSCHL, W., STELLMACHER, R., STRECKER, G., THEUERJAHR, A. & WOLF, M. (1984): Petrofaziele und chemische Erkundung des Kupferschiefers der Hessischen Senke und des Harz-Westrandes. – *Geol. Jb.*, **D 68**, 226 S.; Hannover.
- KULICK, J. & KOWALCZYK, G. (1987): Exkursion E: Die Randfazies des Zechsteins in der Korbacher Bucht und im Frankenger Raum, Stop 1-7. Der Zechstein am Nordrande der Spessart-Schwelle, Stop 8-13. – In: KULICK, J. & PAUL, J. (Hrsg.): Internationales Symposium Zechstein, Exkursionsführer, Teil II: Zechsteinaufschlüsse in der Hessischen Senke und am westlichen Harzrand: 141–191; Wiesbaden.
- KULICK, J. & PAUL, J. (1987a): Internationales Symposium Zechstein, Exkursionsführer, Teil I: Zechsteinsalinare und Bohrkernaussstellungen, 173 S.; Wiesbaden.
- KULICK, J. & PAUL, J. (1987b): Internationales Symposium Zechstein, Exkursionsführer, Teil II: Zechsteinaufschlüsse in der Hessischen Senke und am westlichen Harzrand, 310 S.; Wiesbaden.
- KULICK, J. & PAUL, J. (1987c): Zur Stratigraphie und Nomenklatur des Zechsteins. – In: KULICK, J. & PAUL, J. (Hrsg.): Internationales Symposium Zechstein, Exkursionsführer, Teil II: Zechsteinaufschlüsse in der Hessischen Senke und am westlichen Harzrand: 9–18; Wiesbaden.
- KULICK, J., MEISL, S. & THEUERJAHR, A.-K. (1997): Die Goldlagerstätte des Eisengraben südwestlich von Korbach. – *Geol. Abh. Hessen*, **102**, 139 S.; Wiesbaden.
- KUPECZ, J.A. & LAND, L.S. (1994): Progressive recrystallization and stabilization of early-stage dolomite: Lower Ordovician Elenburger Group, west Texas. – In: PURSER, B., TUCKER, M. & ZENGER, D. (Hrsg.): Dolomites – a volume in honour of Dolomieu, *Spec. Pub. Internat. Assoc. Sedimentologists*, **21**: 255–279, Oxford.
- KUPECZ, J.A., MONTANEZ, I.P. & GAO, G. (1993): Recrystallization of dolomite with time. – In: REZAK, R. & LAVOIE, D. (Hrsg.): Carbonate microfabrics, *Frontiers in Sedimentary Geology*: 187–194; Berlin.
- KÜPER, J. (1982): Geologische Karte des Gebietes südöstlich von Marsberg (mit Erläuterungen). – *Diplomkartierung Ruhr-Univ. Bochum*, 58 S. [unveröff.].
- LAND, L.S. (1980): The isotope and trace element geochemistry of dolomite: the state of the art. – In: ZENGER, D.H., DUNHAM, J.B. & ETHINGTON, R.C. (Hrsg.):

- Concepts and models of dolomitization, Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Mineral., **28**: 87–110; Tulsa.
- LAND, L.S. (1985): The origin of massive dolomite. – *J. Geol. Education*, **33**: 112–125; Lawrence.
- LAND, L.S. & PREZBINDOWSKI, D. (1981): Origin and evolution of saline formation waters, Lower Cretaceous Carbonates, South-Central Texas. – *Bull. Amer. Assoc. Petroleum Geol.*, **65**: 947; Tulsa.
- LANGBEIN, R. (1979): Petrologische Aspekte der Anhydritbildung. – *Z. geol. Wiss.*, **7**: 913–926; Berlin.
- LANGBEIN, R. (1983): Über diagenetisch entstandene Gefüge in Gips- und Anhydritgesteinen. – *Z. geol. Wiss.*, **11**: 1453–1469; Berlin.
- LANGBEIN, R. (1987): The Zechstein sulphates: the state of the art. – In: PERYT, T.M. (Hrsg.): *The Zechstein facies in Europe, Lecture Notes in Earth Science*, **10**: 143–188; Berlin.
- LANGBEIN, R. & SEIDEL, G. (1980): Zur Fazies des Zechsteinkalks im östlichen Thüringer Becken. – *Z. geol. Wiss.*, **8** (7): 835–851; Berlin.
- LANGBEIN, R. & SEIDEL, G. (1995): Zechstein. – In: SEIDEL, G. (Hrsg.): *Geologie von Thüringen: 277–302*; Stuttgart (Schweizerbart).
- LANGER, M. (1977): Die Bedeutung der Algen für die Gliederung des Zechsteinkalks (Ca1) in Beckenfazies und für die Korrelation mit den Zechsteinriffen. – *Z. angew. Geol.*, **23** (2): 83–87; Berlin.
- LEE, M.R. & HARWOOD, G.M. (1989): Dolomite calcitization and cement zonation related to uplift of the Raisby Formation (Zechstein carbonate), northeast England. – *Sed. Geol.*, **65**: 285–305; Amsterdam.
- LEES, A. (1975): Possible influence of salinity and temperature on modern shelf carbonate sedimentation. – *Marine Geology*, **19**: 159–198; Amsterdam.
- LEPPER, J. (1993): Beschlüsse zur Festlegung der lithostratigraphischen Grenzen Zechstein/Buntsandstein/Muschelkalk und zu Neubennungen im Unteren Buntsandstein in der Bundesrepublik Deutschland – Herausgegeben im Auftrag der Subkommission Perm-Trias der Stratigraphischen Kommission der DUGW. – *Nachr. dt. geol. Ges.*, **49**: 76–81; Hannover.
- LEYRER, K., STROHMENGER, C., ROCKENBAUCH, K. & BECHSTÄDT, T. (1999): High-resolution forward stratigraphic modeling of Ca2-Carbonate platforms and off-platform highs (Upper Permian, Northern Germany). – In: HARFF, J., LEMKE, W. & STATTEGGER, K. (Hrsg.): *Computerized modeling of sedimentary systems: 307–339*; Berlin (Springer).
- LIEZ, J. (1967): Die paläogeographische und lithofazielle Entwicklung vom Rotliegenden zum Zechstein im Gebiet des Vorspessarts und der Wetterau. – *Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln*, **12**, 84 S.; Bonn (W. Stollfuss Verlag).
- LOGAN, B.W. (1961): Cryptozoon and associated stromatolites from the recent, Shark Bay, Western Australia. – *J. Geol.*, **69**: 517–533; Chicago.
- LOGAN, B.W., REZAK, R. & GINSBURG, R.N. (1964): Classification and environmental significance of algal stromatolites. – *J. Geol.*, **72**: 68–83; Chicago.
- LOHMANN, K.C. (1982): „Inverted J“ carbon and oxygen isotopic trends: a criterion for shallow meteoric phreatic diagenesis. – *Geol. Soc. Amer., Abstracts with Programs*, **14**: 548; Boulder.
- 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. (Hrsg.): *Depositional and diagenetic spectra of evaporites – a core workshop, Core Workshop Soc. Econ. Paleont. Mineral.*, **3**: 130–173; Tulsa.
- LOUITT, T.M., HARDENBOL, J., VAIL, P.R. & BAUM, G.R. (1988): Condensed sections: the key to age determination and correlation of continental margin sequences. – In: WILGUS, C.K., HASTINGS, B.S., KENDALL, C.G.St.C., POSAMENTIER, H.W., ROSS, C.A. & VAN WAGONER, J.C. (Hrsg.): *Sea level changes: an integrated approach, Spec. Pub. Soc. Econ. Paleont. Mineral.*, **42**: 183–213; Tulsa.
- LOWENSTEIN, T.K. (1987): Evaporite depositional fabrics in the deeply buried Jurassic Buckner Formation, Alabama. – *J. Sed. Petrol.*, **57** (1): 108–116; Tulsa.
- LU, F.H. & MEYERS, W.J. (1998): Massive dolomitization of a late Miocene carbonate platform: a case of mixed evaporite brines with meteoric water, Nijar, Spain. – *Sedimentology*, **45**: 263–277; Oxford.
- LUMSDEN, D.N. & CHIMAHUSKY, J.S. (1980): Relationship between dolomite nonstoichiometry and carbonate facies parameters. – In: ZENGER, D.H., DUNHAM, J.D. & ETHINGTON, R.C. (Hrsg.): *Concepts and models of dolomitization, Spec. Pub. Soc. Econ. Paleont. Mineral.*, **28**: 123–137; Tulsa.
- LUMSDEN, D.N. (1979): Discrepancy between thin section and X-ray estimates of dolomite in limestone. – *J. Sed. Petrol.*, **49**: 429–436; Tulsa.
- MACDONALD, G. (1953): Anhydrite-gypsum equilibrium relations. – *Amer. J. Science*, **251** (12): 884–898; New Haven.
- MACHEL, H.G. (1993): Anhydrite nodules formed during deep burial. – *J. Sed. Petrol.*, **63** (4): 659–662; Tulsa.
- MACHEL, H.G. (1997): Recrystallization versus neomorphism, and the concept of „significant recrystallization“ in dolomite research. – *Sed. Geol.*, **113**: 161–168; Amsterdam.
- MACHEL, H.G. (2000): Application of cathodoluminescence to carbonate diagenesis. – In: PAGEL, M., BARBIN, V., BLANC, P. & OHNENSTETTER, D. (Hrsg.): *Cathodoluminescence in geosciences: 271–301*; Heidelberg (Springer).

- MACHEL, H.G. & BURTON, E.A. (1991a): Factors governing cathodoluminescence in calcite and dolomite, and their implications for studies of carbonate diagenesis. – In: BARKER, C.E. & KOPP, O.C. (Hrsg.): Luminescence microscopy and spectroscopy: Qualitative and quantitative applications, Short Course Soc. Econ. Paleont. Mineral., **25**: 37–57; Binghampton.
- MACHEL, H.G. & BURTON, E.A. (1991b): Burial diagenetic sabkha-like gypsum and anhydrite nodules. – *J. Sed. Petrol.*, **61** (3): 394–405; Tulsa.
- MACHEL, H.G., MASON, R.A., MARIANO, A.N. & MUCCI, A. (1991): Causes and measurements of luminescence in calcite and dolomite. – In: BARKER, C.E. & KOPP, O.C. (Hrsg.): Luminescence microscopy and spectroscopy: Qualitative and quantitative applications, Short Course Soc. Econ. Paleont. Mineral., **25**: 9–25; Binghampton.
- MAGARITZ, M. & SCHULZE, K.-H. (1980): Carbon isotope anomaly of the Permian period. – In: FÜCHTBAUER, H. & PERYT, T.M. (Hrsg.): The Zechstein basin with emphasis on carbonate sequences, *Contr. Sed.*, **9**: 269–277; Stuttgart.
- MAGARITZ, M., TURNER, P. & KÄDING K.-Ch. (1981): Carbon isotope change at the base of the Upper Permian Zechstein sequence. – *Geol. J.*, **16**: 243–254; Liverpool.
- MAGARITZ, M. & PERYT, T.M. (1994): Mixed evaporitic and meteoric water dolomitization, isotope study of the Zechstein Limestone (Upper Permian), southwestern Poland. – *Sed. Geol.*, **92**: 257–272; Amsterdam.
- MAIKLEM, W.R. (1971): Evaporite drawdown – a mechanism for water level lowering and diagenesis in the Elk Point Basin. – *Bull. Canad. Petrol. Geol.*, **19** (2): 485–501; Calgary.
- MAIKLEM, W.R., BEBOUT, D.G. & GLAISTER, R.P. (1969): Classification of anhydrite – a practical approach. – *Bull. Canad. Petrol. Geol.*, **17**: 194–233; Calgary.
- MARSHALL, D.J. (1988): Cathodoluminescence of geological materials. – 146 S.; Boston (Unwin-Hyman).
- MARSHALL, W.C. & SLUSHER, R. (1966): Thermodynamics of calcium sulfate dihydrate in aqueous sodium chloride solutions 0–100 °C. – *J. Phys. Chem.*, **70**: 4015–4027; Washington DC.
- MASSON, P.H. (1955): An occurrence of gypsum in Southwest Texas. – *J. Sed. Petrol.*, **25**: 72–79; Tulsa.
- MATTES, B.E. & MOUNTJOY, E.W. (1980): Burial dolomitization of the Upper Devonian Miette buildup, Jasper National Park, Alberta. – In: ZENGER, D.H., DUNHAM, J.D. & ETHINGTON, R.C. (Hrsg.): Concepts and models of dolomitization, *Spec. Pub. Soc. Econ. Paleont. Mineral.*, **28**: 259–297; Tulsa.
- McHARGUE, T.R. & PRICE, R.C. (1982): Dolomite from clay in argillaceous or shale-associated marine carbonates. – *J. Sed. Petrol.*, **52**: 873–886; Tulsa.
- McKEE, E.D. & GUTSCHIK, R.C. (1969): History of Redwall limestone of northern Arizona. – *Mem. Geol. Soc. Amer.*, **114**: 1–26; New York.
- McKENZIE, J.A. (1981): Holocene dolomitization of calcium carbonate sediments from the coastal sabkhas of Abu Dhabi, U.A.E.: a stable isotope study. – *J. Geol.*, **89**: 185–198; Chicago.
- McKENZIE, J.A., HSÜ, K.J. & SCHNEIDER, J.F. (1980): Movement of subsurface waters under the sabkha, Abu Dhabi, UAE, and its relation to evaporative dolomite genesis. – In: ZENGER, D.H., DUNHAM, J.D. & ETHINGTON, R.C. (Hrsg.): Concepts and models of dolomitization, *Spec. Pub. Soc. Econ. Paleont. Mineral.*, **28**: 11–30; Tulsa.
- MEIBURG, P. (1980a): Subrosions-Stockwerke im Nordhessischen Bergland. – *Aufschluss*, **31**: 265–287; Heidelberg.
- MEIBURG, P. (1980b): Stabile und mobile Entwicklungsstufen in der Taphrogenese der Hessischen Senke. – In: DORNISIEPEN, U. & HAAK, V. (Hrsg.): Internationales Alfred-Wegener-Symposium 1980 – Kurzfassungen der Beiträge, *Berliner geowiss. Abh.*, **A 19**, 143–147; Berlin.
- MEIBURG, P. (1982): Saxonische Tektonik und Schollenkinematik am Ostrand des Rheinischen Massivs. – *Geotekt. Forsch.*, **62**: 1–267; Stuttgart.
- MEIER, R. (1975): Zu einigen Sedimentgefügen der Werra-Sulfate (Zechstein 1) am Osthang der Eichsfeld-Schwelle. – *Z. geol. Wiss.*, **10**: 1334–1348; Berlin.
- MEIER, R. (1977): Turbidite und Olisthostrome, Sedimentationsphänomene des Werra-Sulfats am Osthang der Eichsfeld-Schwelle. – *Zentralinst. Phys. Erde dt. Akad. Wiss.*, **50**, 45 S.; Potsdam.
- MEISL, S. (1984): Zur Genese der Metellanreicherungen. – In: KULICK, J., LEIFELD, D., MEISL, S., PÖSCHL, W., STELLMACHER, R., STRECKER, G., THEUERJAH, A. & WOLF, M.: Petrofazielle und chemische Erkundung des Kupferschiefers der Hessischen Senke und des Harz-Westrandes, *Geol. Jb.*, **D 68**: 120–125, Hannover.
- MENNING, M. (1995): A numerical time scale for the Permian and Triassic periods: an integrated time analysis. – In: SCHOLLE, P.A., PERYT, T.M. & ÜLME-SCHOLLE, D.S. (Hrsg.): The Permian of Northern Pangea, **1**: 77–97; Berlin (Springer).
- MERRIMAN, R.J. & FREY, M. (1999): Patterns of very low-grade metamorphism in metapelitic rocks. – In: FREY, M. & ROBINSON, D. (Hrsg.): Low-grade metamorphism: 61–107; Oxford (Blackwell).
- MEYERS, W.J. (1980): Compaction in Mississippian skeletal limestones, Southwestern New Mexico. – *J. Sed. Petrol.*, **50**: 457–474.
- MEYERS, W.J. & HILL, B.E. (1983): Quantitative studies of compaction in Mississippian skeletal limestones, New Mexico. – *J. Sed. Petrol.*, **53**: 231–242; Tulsa.

- MEYERS, W.J. & LOHMANN, K.C. (1985): Isotope geochemistry of regionally extensive calcite cement zones and marine components in Mississippian limestones, New Mexico. – In: SCHNEIDERMAN, N. & HARRIS, P.M. (Hrsg.): Carbonate cements, Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Mineral., **36**: 223–239; Tulsa.
- MICHAELIS, J. (1991): Experimentelle Dedolomitisierung. – Beih. Eur. J. Mineral., **3** (1): 183; Stuttgart.
- MILLIKEM, K.L. (1979): The silicified evaporite syndrome – two aspects of silification history of former evaporite nodules from southern Kentucky and northern Tennessee. – J. Sed. Petrol., **49**: 245–256; Tulsa.
- MILLIMAN, J.D. (1967): Carbonate sedimentation on Hogsty reef, A Bahamian atoll. – J. Sed. Petrol., **37** (2): 658–676; Tulsa.
- MITCHUM, R.M., VAIL, P.R., & THOMPSON, S., III. (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 2: the depositional sequence as a basal unit for stratigraphic analysis. – In: PAYTON, C.E. (Hrsg.): Seismic stratigraphy – applications to hydrocarbon exploration, Mem. Amer. Assoc. Petroleum Geol., **26**: 53–62; Tulsa.
- MOORE, C.H. (1989): Carbonate diagenesis and porosity. – Develop. Sediment., **46**, 338 S.; Amsterdam.
- MOORE, C.H. & DRUCKMAN, Y. (1981): Burial diagenesis and porosity evolution, Upper Jurassic Smackover, Arkansas and Louisiana. – Bull. Amer. Assoc. Petroleum Geol., **65**: 597–628; Tulsa.
- MORROW, D.W. (1978): The influence of the Mg/Ca ratio and salinity on dolomitization in evaporite basins. – Bull. Canad. Petrol. Geol., **26** (3): 389–92; Calgary.
- MORROW, D.W. (1990a): Dolomite – Part 1: The chemistry of dolomitization and dolomite precipitation. – In: McCLREATH, I.A. & MORROW, D.W. (Hrsg.): Diagenesis, Geoscience Canada Reprint Series, **4**: 113–123; St. Johns.
- MORROW, D.W. (1990b): Dolomite – Part 2: Dolomitization models and ancient dolostones. – In: McCLREATH, I.A. & MORROW, D.W. (Hrsg.): Diagenesis, Geoscience Canada Reprint Series, **4**: 125–139; St. Johns.
- MOUNTJOY, E.W. & AMTHOR, J.E. (1994): Has burial dolomitization come out of age? Some answers from Western Canada sedimentary basin. – In: PURSER, B., TUCKER, M. & ZENGER, D. (Hrsg.): Dolomites – a volume in honour of Dolomieu, Spec. Pub. Internat. Assoc. Sedimentologists, **21**: 203–229; Oxford.
- MURK, D.H. (1989): Diagenesis of the Capitan Limestone, Upper Permian, McKittrick Canyon, West Texas. – In: HARRIS, P.M. & GROVER, G.A. (Hrsg.): Subsurface and outcrop examination of the Capitan shelf margin, Northern Delaware Basin, Core Workshop Soc. Econ. Paleont. Mineral., **13**: 387–406; Tulsa.
- MÜLLER, G. (1987): Salzgesteine (Evaporite). – In: FÜCHTBAUER, H. (Hrsg.): Sedimente und Sedimentgesteine – Sediment-Petrologie Teil II: 435–500; Stuttgart (Schweizerbart).
- MUNK, W., MARTIN, O. & TRUNKO, L. (1993): Neue Aspekte zur stratigraphischen und faziellen Bewertung des Cornberger Sandsteins (Tatarium, Oberperm) mit Beschreibung erstmaliger Pflanzenfunde. – Geol. Jb. Hessen, **121**: 17–40; Wiesbaden.
- MURRAY, R.C. (1964): Origin and diagenesis of gypsum and anhydrite. – J. Sed. Petrol., **34**: 512–523; Tulsa.
- NEMEC, W. & PORBESKI, S.J. (1977): Weissliegendes sandstones: a transition from fluvial-aeolian to shallow-marine sedimentation (Lower Permian of the Fore-Sudetic Monocline) – 1. sedimentary structures and textural differentiation. – Roczn. Pol. Tow. Geol. (Annales de la Société Géologique de Pologne), **47**: 387–418; Krakow.
- NIELSEN, P., SWENNEN, R. & KEPPENS, E. (1994): Multiple recrystallization within massive ancient dolomite unites: an example from the Dinantian of Belgium. – Sedimentology, **41**: 567–584; Oxford.
- NOÉ, S.U. (1996): Late stage reef evolution of the Permian Reef Complex: shelf margin and outer-shelf development of the Tansill Formation (Late Permian), Northern Guadalupe Mountains, New Mexico, USA. – In: REITNER, J., NEUWEILER, F. & GUNDEL, F. (Hrsg.): Global and regional controls on biogenic sedimentation, I. Reef evolution, Research Reports, Göttinger Arb. Geol. Paläont., **Sb. 2**: 317–324; Göttingen.
- OCHSENIUS, C. (1877): Die Bildung der Steinsalzlager und ihrer Mutterlaugensalze. – 172 S.; Halle (Pfeifer).
- OKRUSCH, M. & WEINELT, W. (1965): Erläuterungen zur geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000, Bl. 5921 Schöllkrippen, 327 S.; München.
- OSZCZEPALSKI, S. & RYDZEWSKI, A. (1987): Paleogeography and sedimentary model of the Kupferschiefer in Poland. – In: PERYT, T.M. (Hrsg.): The Zechstein facies in Europe, Lecture Notes in Earth Sciences, **10**: 187–205; Berlin.
- PALMER, T.J., HUDSON, J.D. & WILSON, M.A. (1988): Palaeoecological evidence for early aragonite dissolution in ancient calcite seas. – Nature, **335**: 809–810; London.
- PANNEKOEK, A.J. (1965): Shallow-water and deep-water evaporite deposition. – Amer. J. Sci., **263**: 284–285; New Haven.
- PAUL, J. (1980): Upper Permian algal stromatolite reefs, Harz mountains (F.R. Germany). – In: FÜCHTBAUER, H. & PERYT, T.M. (Hrsg.): The Zechstein basin with emphasis on carbonate sequences, Contr. Sed., **9**: 253–268; Stuttgart.
- PAUL, J. (1982a): Types of stratification in the Kupferschiefer. – In: EINSELE, G. & SEILACHER, A. (Hrsg.): Cyclic and event stratification: 476–481; Berlin (Springer).

- PAUL, J. (1982b): Zur Rand- und Schwellen-Fazies des Kupferschiefers. – Z. dt. geol. Ges., **133**: 571–605; Hannover.
- PAUL, J. (1985): Stratigraphie und Fazies des südwestdeutschen Zechsteins. – Geol. Jb. Hessen, **113**: 59–73; Wiesbaden.
- PAUL, J. (1986a): Environmental analysis of basin and schwellen facies in the lower Zechstein of Germany. – In: HARWOOD, G.M. & SMITH, D.B. (Hrsg.): The English Zechstein and related topics, Spec. Pub. Geol. Soc. London, **22**: 143–147; Oxford.
- PAUL, J. (1986b): Stratigraphy of the Lower Werra Cycle (Z1) in West Germany (preliminary results). – In: HARWOOD, G.M. & SMITH, D.B. (Hrsg.): The English Zechstein and related topics, Spec. Pub. Geol. Soc. London, **22**: 149–156; Oxford.
- PAUL, J. (1987): Der Zechstein am Harzrand: Querprofil über eine permische Schwelle, Stop 1-23. – In: KULICK, J. & PAUL, J. (Hrsg.): Internationales Symposium Zechstein, Exkursionsführer, Teil II – Zechsteinaufschlüsse in der Hessischen Senke und am westlichen Harzrand: 193–276; Wiesbaden.
- PAUL, J. (1991): Zechstein carbonates – marine episodes of a hyperhaline sea. – In: SCHRÖDER, B., KÄDING, K.-Ch., KULICK, J. & PAUL, J. (Hrsg.): Zechstein 1987, Internationales Symposium Kassel/Hannover. – Zbl. Geol. Paläont. Teil I, **1991** (4): 1029–1045; Stuttgart.
- PAUL, J. (1996): Stromatolite reefs of the Upper Permian Zechstein basin. – In: REITNER, J., NEUWEILER, F. & GUNKEL, F. (Hrsg.): Global and regional control on biogenic sedimentation, I. Reef evolution, Research Reports, Göttinger Arb. Geol. Paläont., **Sb. 2**: 325–328; Göttingen.
- PERYT, T.M. (1977): Environmental significance of foraminiferal-algal oncolites. – In: FLÜGEL, E. (Hrsg.): Fossil algae: 61–65; Berlin (Springer).
- PERYT, T.M. (1978a): Sedimentology and paleoecology of the Zechstein Limestone (Upper Permian) in the Fore-Sudetic area (western Poland). – Sed. Geol., **20**: 217–243; Amsterdam.
- PERYT, T.M. (1978b): Microfacies of the carbonate sediments of the Zechstein Werra and Staßfurt cyclothemes in the Fore-Sudetic monocline. – Studia. Geol. Polon., **54**: 1–88; Warszawa.
- PERYT, T.M. (1981a): Former aragonitic submarin hemispheroides associated with vadose deposits, Zechstein Limestone (Upper Permian) Fore-Sudetic area, western Poland. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1981**: 559–570; Stuttgart.
- PERYT, T.M. (1981b): Phanerozoic oncolites – an overview. – Facies, **4**: 197–214; Erlangen.
- PERYT, T.M. (1981c): The origin of Zechstein dolomites. – Przegł. Geol., **29**: 497–501; Warszawa.
- PERYT, T.M. (1983a): Coated grains from the Zechstein Limestone (Upper Permian) of western Poland. – In: PERYT, T.M. (Hrsg.): Coated grains: 587–598; Berlin (Springer).
- PERYT, T.M. (1983b): Oncoids: comment to recent developments. – In: PERYT, T.M. (Hrsg.): Coated grains: 273–275; Berlin (Springer).
- PERYT, T.M. (1983c): Vadoids. – In: PERYT, T.M. (Hrsg.): Coated grains: 437–449; Berlin (Springer).
- PERYT, T.M. (1984): Sedimentation and early diagenesis of the Zechstein Limestone in western Poland. – Prace Inst. Geol., **109**, 80 S.; Warszawa.
- PERYT, T.M. (1986a): Zechstein *Stromaria* (= *Archaeolithoporella*) cement reefs in Thuringia. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1986**: 307–316; Stuttgart.
- PERYT, T.M. (1986b): Chronostratigraphical and lithostratigraphical correlations of the Zechstein Limestone in Central Europe. – In: HARWOOD, G.M. & SMITH, D.B. (Hrsg.): The English Zechstein and related topics, Spec. Pub. Geol. Soc. London, **22**: 203–209; Oxford.
- PERYT, T.M. (1987): The Zechstein facies in Europe. – Lecture Notes in Earth Sciences, **10**, 272 S.; Berlin (Springer).
- PERYT, T.M. (1989): Basal Zechstein in Southwest Poland: sedimentation, diagenesis and gas accumulation. – In: BOYLE, R.W., BROWN A.C., JEFFERSON, C.W., JOWETT, E.L. & KIRKHAM, R.V. (Hrsg.): Sediment hosted stratiform copper deposits, Spec. Pub. Geol. Ass. Canada, **36**: 601–625; St. Johns.
- PERYT, T.M. (1991): Lower and Upper Werra Anhydrite in the Leba elevation area (northern Poland): Lithofacies and paleogeography. – In: SCHRÖDER, B., KÄDING, K.-Ch., KULICK, J. & PAUL, J. (Hrsg.): Zechstein 1987, Internationales Symposium Kassel/Hannover. – Zbl. Geol. Paläont. Teil I, **1991** (4): 1189–1200; Stuttgart.
- PERYT, T.M. (1994): The anatomy of a sulphate platform and adjacent basin systems in the Leba sub-basin of the Lower Werra Anhydrite (Zechstein, Upper Permian), northern Poland. – Sedimentology, **41**: 83–113; Oxford.
- PERYT, T.M. & PERYT, D. (1975): Association of sessile tubular foraminifera and cyanophytic algae. – Geol. Mag., **112** (6): 612–614, London.
- PERYT, T.M. & PERYT, D. (1977): Zechstein foraminifera from the Fore-Sudetic monocline area (West-Poland) and their paleoecology. – Roczn. Pol. Tow. Geol. (Annales de la Société Géologique de Pologne), **47**: 301–316; Krakow.
- PERYT, T.M. & PIATOWSKI, T.S. (1977a): Algal-vadose pisoliths in the Zechstein Limestone (Upper Permian) of northern Poland. – Sed. Geol., **19**: 275–286; Amsterdam.
- PERYT, T.M. & PIATOWSKI, T.S. (1977b): Stromatolites from the Zechstein Limestone (Upper Permian) of Poland. – In: FLÜGEL, E. (Hrsg.): Fossil algae: 124–135; Berlin (Springer).

- PERYT, T.M. & WAZNY, H. (1980): Microfacies and geochemical developments of the basin facies of the Zechstein limestone (Ca1) in western Poland. – In: FÜCHTBAUER, H. & PERYT, T.M. (Hrsg.): The Zechstein basin with emphasis on carbonate sequences, *Contr. Sed.*, **9**: 279–306; Stuttgart.
- PERYT, T.M., ORTI, F. & ROSELL, L. (1993): Sulfate platform-basin transition of the Lower Werra Anhydrite (Zechstein, Upper Permian), Western Poland: facies and petrography. – *J. Sed. Petr.*, **63** (4): 646–658; Tulsa.
- PERYT, T.M. & RACZYLSKI, P. (1999): Upper Permian bioherms in the basin centre: Zechstein Limestone in Western Poland. – Abstracts 14th Internat. Congress on the Carboniferous and Permian (Calgary 1999): 112.
- PETTJOHN, F.J. (1975): *Sedimentary Rocks*. – 2. Aufl., 718 S.; New York (Harper).
- PLINT, A.G., EYLES, N., EYLES, C.H. & WALKER, R.G. (1992): Control of sea level change. – In: WALKER, R.G. & JAMES, N.P. (Hrsg.): Facies models – response to sea level change, *Geol. Assoc. Canada*: 15–25; St. Johns.
- PÖHLIG, C. (1986): Sedimentologie des Zechsteinkalks und des Werra-Anhydrits (Zechstein 1) in Südost-Niedersachsen. – *Göttinger Arb. Geol. Paläont.*, **30**, 99 S.; Göttingen.
- POPP, B.N., ANDERSON, T.F. & SANDBERG, P.A. (1986): Brachiopods as indicators of original isotopic composition in some Paleozoic limestones. – *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **97**: 1262–1269; Boulder.
- POSAMENTIER, H.W. & VAIL, P.R. (1988): Eustatic control on clastic deposition II – sequence and systems tract models. – In: WILGUS, C.K., HASTINGS, B.S., KENDALL, C.G.St.C., POSAMENTIER, H.W., ROSS, C.A. & VAN WAGONER, J.C. (Hrsg.): Sea level changes: an integrated approach, *Spec. Pub. Soc. Econ. Paleont. Mineral.*, **42**: 125–154; Tulsa.
- POSAMENTIER, H.W., JERVEY, M.T. & VAIL, P.R. (1988): Eustatic control on clastic deposition I – conceptual framework. – In: WILGUS, C.K., HASTINGS, B.S., KENDALL, C.G.St.C., POSAMENTIER, H.W., ROSS, C.A. & VAN WAGONER, J.C. (Hrsg.): Sea level changes: an integrated approach, *Spec. Pub. Soc. Econ. Paleont. Mineral.*, **42**: 108–124; Tulsa.
- PRATT, B.R. & JAMES, N.P. (1986): The St. George Group (Lower Ordovician) of western Newfoundland: tidal flat island model for carbonate sedimentation in shallow epeiric seas. – *Sedimentology*, **33**: 313–343; Oxford.
- PRATT, B.R., JAMES, N.P. & COWAN, C.A. (1992): Peritidal carbonates. – In: WALKER, R.G. & JAMES, N.P. (Hrsg.): Facies models – response to sea level change, *Geol. Assoc. Canada*: 303–322; St. Johns.
- PRÜFFERT, J. (1969): Der Zechstein im Gebiet des Vorpessarts und der Wetterau. Seine Stratigraphie, Fazies und Paläogeographie. – *Sonderveröff. Geol. Inst. Univ. Köln*, **16**: 176 S.; Bonn (W. Stollfuss Verlag).
- PRYOR, W.A. (1971): Petrology of the Weissliegende sandstones in the Harz and Werra-Fulda areas, Germany. – *Geol. Rdsch*, **60**: 524–552; Stuttgart.
- PURSER, B.H. (1985): Dedolomite porosity and reservoir properties of Middle Jurassic carbonates in the Paris Basin, France. – In: ROEHL, P.D. & CHOQUETTE, P.D. (Hrsg.): Carbonate petroleum reservoirs: 343–355; Berlin (Springer).
- PURSER, B.H. & LOREAU, J.-P. (1973): Aragonitic, supratidal encrustations on the Trucial Coast, Persian Gulf. – In: PURSER, B.H. (Hrsg.): The Persian Gulf: 343–376; Berlin (Springer).
- QING, S.S. (1992): Skeletal aragonite dissolution from hypersaline seawater; a hypothesis. – *Sed. Geol.*, **77**: 249–257; Amsterdam.
- RADKE, B.H. & MATHIS, R.L. (1980): On the formation and occurrence of saddle dolomite. – *J. Sed. Petrol.*, **50**: 1149–1168; Tulsa.
- RADWANSKI, A. & SZULSZEWSKI, M. (1966): Jurassic stromatolites of the Villany Mountains (Southern Hungary). – *Ann. Univ. Sci. Budapest Rolando Eötvös, Sect. Geol.*, **9**: 87–107; Budapest.
- READ, J.F., GROTZINGER, J.P., BOVA, J.A. & KOERSCHNER, W.F. (1986): Models for generation of carbonate cycles. – *Geology*, **14**: 107–110; Boulder.
- READ, J.F. & GOLDHAMMER, R.K. (1988): Use of Fischer plots to define third-order sea-level curves in Ordovician peritidal carbonates, Appalachians. – *Geology*, **16**: 895–899; Boulder.
- READING, H.G. & COLLINSON, J.D. (1996): Clastic coasts. – In: READING, H.G. (Hrsg.): Sedimentary environments – processes, facies and stratigraphy, 3. Auflage: 154–231; Oxford (Blackwell).
- REBELLE, M. (1986): Sédimentologie, Géochimie et Palynologie du bassin évaporitique du Zechstein à partir de donnée de sub-surface (Mer du Nord, Hesse-RFA). – Documents du GRECO-52, nature et genèse des facies confines, **8**, 301 S., Paris.
- REICHENBACH, W. (1970): Die lithologische Gliederung der rezessiven Folgen von Zechstein 2-5 in ihrer Beckenausbildung. Probleme der Grenzziehung und Parallelisierung. – *Ber. dt. Ges. geol. Wiss.*, **A 15**: 555–563; Berlin.
- REIJERS, T.J.A. & HSÜ, K.J. (1986): Manual of carbonate sedimentology: a lexicographical approach. – 302 S.; London (Academic Press).
- REIMANN, M. (1991): Zur Vergipsung der Zechsteinanhydrite Nordwestdeutschlands. – In: SCHRÖDER, B., KÄDING, K.-Ch., KULICK, J. & PAUL, J. (Hrsg.): Zechstein 1987, Internationales Symposium Kassel/Hannover. – *Zbl. Geol. Paläont. Teil I*, **1991** (4): 1201–1210; Stuttgart.
- REIMANN, M. (1992): Geologisch-lagerstättenkundliche und mineralogische Untersuchungen zur Vergipsung

- und Volumenzunahme der Anhydrite verschiedener geologischer Formationen unter natürlichen und labor-mässigen Bedingungen. – *Geol. Jb.*, **D 97**: 21–125; Hannover.
- REINSON, G.E. (1984): Barrier-island and associated strand-plain systems. – In: WALKER, R.G. (Hrsg.): *Facies Models*, Geoscience Canada Reprint Series, **1**, 2. Aufl.: 119–140; St. Johns.
- RENTZSCH, J., FRANZKE, H.J. & FRIEDRICH, G. (1997): Die laterale Verbreitung der Erzmineralisation im deutschen Kupferschiefer. – *Z. geol. Wiss.*, **25** (1-2): 141–149; Berlin.
- RICHTER, D.K. (1983): Calcareous ooids: a synopsis. – In: PERYT, T.M. (Hrsg.): *Coated grains*: 71–99; Berlin (Springer).
- RICHTER, G. (1941): Paläogeographische und tektonische Stellung des Richelsdorfer Gebirges im Hessischen Raume. – *Jb. Reichsst. Bodenforsch.*, **61**: 283–332; Berlin.
- RICHTER-BERNBURG, G. (1950a): Zwei Beiträge zur Fazies, Tektonik und Kupferführung des Zechsteins: I. Waldeck, II. Nordsudeten. – *Geol. Jb.*, **65**: 145–212; Hannover.
- RICHTER-BERNBURG, G. (1950b): Zur Frage der absoluten Geschwindigkeit geologischer Vorgänge. – *Die Naturwissenschaften*, **37** (1): 1–8; Berlin.
- RICHTER-BERNBURG, G. (1955a): Über saline Sedimentation. – *Z. dt. geol. Ges.*, **105**: 593–645; Hannover.
- RICHTER-BERNBURG, G. (1955b): Stratigraphische Gliederung des deutschen Zechsteins. – *Z. dt. geol. Ges.*, **105**: 843–854; Hannover.
- RICHTER-BERNBURG, G. (1955c): Der Zechstein zwischen Harz und Rheinischem Schiefergebirge. – *Z. dt. geol. Ges.*, **105**: 876–899; Hannover.
- RICHTER-BERNBURG, G. (1959): Zur Paläogeographie des Zechsteins. – In: *I Giacimenti gassiferi dell' Europa occidentale, Atti del convegno di Milano 30.9.–2.10.1957*, **Vol. 1**: 87–103; Roma.
- RICHTER-BERNBURG, G. (1960): Zeitmessung geologischer Vorgänge nach Warven-Korrelationen im Zechstein. – *Geol. Rdsch.*, **49**: 132–148; Stuttgart.
- RICHTER-BERNBURG, G. (1982): Stratogenese des Zechsteinkalks am Westharz. – *Z. dt. geol. Ges.*, **133**: 381–401; Hannover.
- RICHTER-BERNBURG, G. (1985): Zechstein-Anhydrite. Fazies und Genese. – *Geol. Jb.*, **A 85**, 85 S.; Hannover.
- RICHTER-BERNBURG, G. (1986): Zechstein 1 and 2 anhydrites: facts and problems of sedimentation. – In: HARWOOD, G.M. & SMITH, D.B. (Hrsg.): *The English Zechstein and related topics*. – *Spec. Pub. Geol. Soc. London*, **22**: 157–163; Oxford.
- RICHTER-BERNBURG, G. (1987): Das sogenannte Zechsteinkonglomerat und die Grenze Rotliegendes/Zechstein. – *Geol. Jb. Hessen*, **115**: 117–129; Wiesbaden.
- RIDING, R. (1991): Classification of microbial carbonates. – In: RIDING, R. (Hrsg.): *Calcareous algae and stromatolites*: 21–51; Berlin (Springer).
- RIDING, R. (2000): Microbial carbonates: the geological record of calcified bacterial-algal mats and biofilms. – *Sedimentology*, **47** (Suppl. 1): 179–214; Oxford.
- RIDING, R. & GUO, L. (1991): Permian marine calcareous algae. – In: RIDING, R. (Hrsg.): *Calcareous algae and stromatolites*: 452–480; Berlin (Springer).
- RILEY, C.M. & BYRNE, J.V. (1961): Genesis of primary structures in anhydrite. – *J. Sed. Petrol.*, **31**: 553–559; Tulsa.
- ROCKEL, W. & ZIEGENHARDT, W. (1979): Strukturelle Kriterien der Lagunenbildung im tieferen Zechstein im Raum südlich Berlin. – *Z. geol. Wiss.*, **7**: 847–860; Berlin.
- RÖHLING, H.-G. (1991): A lithostratigraphic subdivision of the Lower Triassic in the northwest german lowlands and the german sector of the North Sea, based on gamma-ray and sonic logs. – *Geol. Jb.*, **A 119**: 3–24; Hannover.
- ROSS, C.A. & ROSS, J.R.P. (1995): Permian sequence stratigraphy. – In: SCHOLLE, P.A., PERYT, T.M. & ULMER-SCHOLLE, D.S. (Hrsg.): *The Permian of northern Pangea*: 98–123; Berlin (Springer).
- ROTH, H. (1978): Staßfurt-Salinar im Werra-Gebiet. – *Geol. Jb. Hessen*, **106**: 117–122; Wiesbaden.
- ROUCHY, J.M. (1976): Sur la genese de deux principaux de gypse (finement lite et en chevrons) du Miocene terminal de Sicile et d'Espagne meridional. – *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique*, **2**, Serie, **18**: 347–364; Paris.
- SANDBERG, P.A. (1983): An oscillating trend in Phanerozoic non-skeletal carbonate mineralogy. – *Nature*, **305**: 19–22; London.
- SANDBERG, P.A. (1985): Aragonite cements and their occurrence in ancient limestones. – In: SCHNEIDERMAN, N. & HARRIS, P.M. (Hrsg.): *Carbonate cements*, *Spec. Pub. Soc. Econ. Paleont. Mineral.*, **36**: 33–57; Tulsa.
- SANFORD, W.E. & WOOD, W.W. (1991): Brine evolution and mineral deposition in hydrologically open evaporite basins. – *Amer. J. Science*, **291**: 687–710; New Haven.
- SANNEMANN, D., ZIMDARS, J. & PLEIN, E. (1978): Der basale Zechstein (A2-T1) zwischen Weser und Ems. – *Z. dt. geol. Ges.*, **129**: 33–97; Hannover.
- SASS, E. & BEIN, A. (1988): Dolomites and salinity: a comparative geochemical study. – In: SHUKLA, V. & BAKER, P.A. (Hrsg.): *Sedimentology and geochemistry of dolostones*, *Spec. Pub. Soc. Econ. Paleont. Mineral.*, **43**: 223–233; Tulsa.
- SAUER, E. (1964): Das Perm am Schiefergebirgsrand zwischen Gilserberg und Lollar. – *Diss. Universität Marburg*, 155 S.

- SCHARBRODT, T., BAUMANN, L. & KOCH, K. (1986): Untersuchungen zum Zusammenhang zwischen Beckenentwicklung und der Halitsedimentation im Werra-Kaligebiet. – *Z. geol. Wiss.*, **14** (4): 427–436; Berlin.
- SCHIDLowski, M., HAYES, J.M. & KAPLAN, I.R. (1983): Isotopic interferences of ancient biochemistries: carbon, sulfur, hydrogen, and nitrogen. – In: SCHOPF, J.W. (Hrsg.): *Earth's earliest biosphere: its origin and evolution*: 149–186; Princeton (Princeton University Press).
- SCHLAGER, W. (1981): The paradox of drowned reefs and carbonate platforms. – *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **92**: 197–211; Boulder.
- SCHLAGER, W. & BOLZ, H. (1977): Clastic accumulation of sulphate evaporites in deep water. – *J. Sed. Petrol.*, **47** (2): 600–609; Tulsa.
- SCHLOEMER, H. (1953): Hydrothermale Entdolomitisierung. – *Fortschr. Mineral.*, **32**: 64–67; Stuttgart.
- SCHMALZ, R.E. (1969): Deep water evaporite deposition: a genetic model. – *Bull. Amer. Assoc. Petroleum Geol.*, **53** (4): 798–823; Tulsa.
- SCHMIDT, H. (1959): Die Cornberg Fährten im Rahmen der Vierfüßler-Entwicklung. – *Abb. hess. L.-Amt Bodenforsch.*, **28**, 137 S.; Wiesbaden.
- SCHOLLE, P.A. & KINSMAN, D.J.J. (1974): Aragonitic and high-Mg calcite caliche from the Persian Gulf – a modern analog for the Permian of Texas and New Mexico. – *J. Sed. Petrol.*, **44**: 904–916; Tulsa.
- SCHREIBER, B.C. (1988): Subaqueous evaporite deposition. – In: SCHREIBER, B.C. (Hrsg.): *Evaporites and hydrocarbons*: 182–255; New York (Columbia University Press).
- SCHREIBER, B.C. & KINSMAN, D.J.J. (1975): New observations on the Pleistocene evaporites of Montellegro, Sicily, and a modern analog. – *J. Sed. Petrol.*, **45**: 469–479; Tulsa.
- SCHREIBER, B.C. & HSÜ, K.J. (1980): Evaporites. – In: HOBSON, G.D. (Hrsg.): *Developments in petroleum geology*, **2**: 87–138; Barking (Applied Science Publishers).
- SCHREIBER, B.C., ROTH, M.S. & HELMAN, H.C. (1982): Recognition of primary facies characteristics of evaporites and the differentiation of these forms from diagenetic overprint. – In: HANDFORD, C.R., LOUCKS, R.G. & DAVIES, G.R. (Hrsg.): *Depositional and diagenetic spectra of evaporites – a core workshop*, *Core Workshop Soc. Econ. Paleont. Mineral.*, **3**: 1–32, Tulsa.
- SCHRÖDER, B., KÄDING, K.-Ch., KULICK, J. & PAUL, J. (1991): Zechstein 1987, Internationales Symposium Kassel/Hannover. – *Zbl. Geol. Paläont. Teil I*, **1991** (4): 807–1273; Stuttgart.
- SCHROEDER, J.H. (1972): Fabrics and sequences of submarine carbonate cements in Holocene Bermuda cup reef. – *Geol. Rdsch.*, **61**: 708–730; Stuttgart.
- SCHULZ, K.H. (1981): Die Geologie des südöstlichen Teils des Blattes (Nr. 4725) Bad Sooden-Allendorf (Nördliches Hessen, Unterwerra-Sattel) und eine mikrofaziale Analyse des Zechsteinkalks (Ca1). – *Dipl.-Arb. Univ. Göttingen*, 156 S. [unveröff.].
- SCHUMACHER, C., KAIKES, E. & SCHMIDT, F.P. (1984): Der basale Zechstein der Spessart-Rhön-Schwelle. – *Z. dt. geol. Ges.*, **135** (2): 563–571; Hannover.
- SEIDEL, G. (1965): Zur geologischen Entwicklungsgeschichte des Thüringer Beckens. – *Beih. Geol.*, **50**, 115 S.; Berlin.
- SEIFERT, J. (1972): Das Perm am Südrand des Thüringer Beckens. – *Jb. Geol.*, **4**: 97–179; Berlin.
- SHEARMAN, D.J. (1966): Origin of marine evaporites by diagenesis. – *Trans. Inst. Min. Metallurgy, Sec. B*, **75**: 208–215; London.
- SHEARMAN, D.J., KHOURI, J. & TAHA, S. (1961): On the replacement of dolomite by calcite in some Mesozoic limestones from the French Jura. – *Proc. Geol. Assoc.*, **72** (1): 1–12; London.
- SHEARMAN, D.J. & FULLER, J.G. (1969): Anhydrite diagenesis, calcitization, and organic laminites, Winnepegosis Formation, Middle Devonian, Saskatchewan. – *Bull. Canad. Petrol. Geol.*, **17** (4): 496–525; Calgary.
- SHINN, E.A. (1983): Tidal flat environment. – In: SCHOLLE, P.A., BEBOUT, D.G. & MOORE, C.H. (Hrsg.): *Carbonate depositional environments*, *Mem. Amer. Assoc. Petroleum Geol.*, **33**: 172–210; Tulsa.
- SHINN, E.A., LLOYD, R.M. & GINSBURG, R.N. (1969): Anatomy of a modern carbonate tidal flat, Andros Island, Bahamas. – *J. Sed. Petrol.*, **39**: 1201–1228; Tulsa.
- SIEDLECKA, A. (1972): Length-slow chalcedony and relicts of sulphates – evidences of evaporitic environments in the Upper Carboniferous and Permian beds of Bear Island, Svalbard. – *J. Sed. Petrol.*, **42** (4): 812–816; Tulsa.
- SIMONSON, B.M. & JARVIS, D.C. (1993): Microfabrics of oolites and pisolites in the Early Precambrian Carawine Dolomite of Western Australia. – In: REZAK, R. & LAVOIE, D. (Hrsg.): *Carbonate microfabrics*, *Frontiers in Sedimentary Geology*: 227–237; Berlin.
- SKOWRONEK, F., FRITSCHKE, J.-G., ARAGON, U. & RAMBOW, D. (1999): Die Versenkung und Ausbreitung von Salzabwasser im Untergrund des Werra-Kaligebietes. – *Geol. Abh. Hessen*, **105**, 83 S.; Wiesbaden.
- SMITH, D.B. (1979): Rapid marine transgressions and regressions of the Upper Permian Zechstein Sea. – *J. Geol. Soc. London*, **136**: 155–156; London.
- SMITH, D.B. (1980): The evolution of the English Zechstein basin. – In: FÜCHTBAUER, H. & PERYT, T.M. (Hrsg.): *The Zechstein basin with emphasis on carbonate sequences*, *Contr. Sed.*, **9**: 7–34; Stuttgart.
- SMITH, D.B. (1981a): The Magnesian Limestone (Upper Permian) reef complex of Northeastern England. –

- In: TOOMEY, D.F. (Hrsg.): European fossil reef models, Spec. Pub. Soc. Econ. Paleont. Mineral., **30**: 161–186; Tulsa.
- SMITH, D.B. (1981b): Bryozoan-algal patch-reefs in the Upper Permian Lower Magnesian Limestone of Yorkshire, Northeast England. – In: TOOMEY, D.F. (Hrsg.): European fossil reef models, Spec. Pub. Soc. Econ. Paleont. Mineral., **30**: 187–202; Tulsa.
- SMITH, D.B. (1986): The Trow Point Bed - a deposit of Upper Permian marine oncoids, peloids and columnar stromatolites in the Zechstein of NE England. – In: HARWOOD, G.M. & SMITH, D.B. (Hrsg.): The English Zechstein and related topics, Spec. Pub. Geol. Soc. London, **22**: 113–125; Oxford.
- SMITH, D.B. (1992): Permian. – In: DUFF, P.McL.D. & SMITH, A.J. (Hrsg.): Geology of England and Wales. – Geol. Soc. London: 275–305; London.
- SMITH, D.B. (1995): Marine Permian of England. – Geological Conservation Review Series, **8**, 205 S.; London (Chapman & Hall).
- SONNENFELD, P. (1984). Brines and evaporites. – 613 S.; Orlando (Academic Press).
- STAUDT, W.J., OSWALD, E.J. & SCHOONEN, M.A.A. (1993): Determination of sodium, chloride and sulfate in dolomites: a new technique to constrain the composition of dolomitizing fluids. – Chem. Geol., **107**: 97–109; Amsterdam.
- STEINHOFF, I. & STROHMENGER, C. (1996): Zechstein 2 Carbonate platform subfacies and grain-type distribution (Upper Permian, Northwest Germany). – Facies, **35**: 105–132; Erlangen.
- STRASSER, A. (1991): Lagoonal-peritidal sequences in carbonate environments: autocyclic and allocyclic processes. – In: EINSELE, G., RICKEN, W. & SEILACHER, A. (Hrsg.): Cycles and events in stratigraphy: 709–721; Berlin (Springer).
- STRASSER, A. (1994): Milankovitch cyclicity and high-resolution sequence stratigraphy in lagoonal-peritidal carbonates (Upper Tithonian-Lower Berriasian, French Jura Mountains). – In: DEBOER, P.L. & SMITH, D.G. (Hrsg.): Orbital forcing and cyclic sequences, Spec. Pub. Internat. Assoc. Sedimentologists, **19**: 285–301; Oxford (Blackwell).
- STROHMENGER, C. & STRAUSS, C. (1996): Sedimentology and palynofacies of the Zechstein 2 Carbonate (Upper Permian, Northwest Germany): implications for sequence stratigraphic subdivision. – Sed. Geol., **102**: 55–77; Amsterdam.
- STROHMENGER, C., ANTONINI, M., JÄGER G., ROCKENBAUCH, K. & STRAUSS, C. (1996a): Zechstein 2 carbonate reservoir facies distribution in relation to Zechstein sequence stratigraphy (Upper Permian, Northwest Germany): an integrated approach. – Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. elf aquitaine, **20** (1): 1–35, Pau.
- STROHMENGER, C., VOIGT, E. & ZIMDARS, J. (1996b): Sequence stratigraphy and cyclic development of Basal Zechstein carbonate-evaporite deposits with emphasis on Zechstein 2 off-platform carbonates (Upper Permian, North-east Germany). – Sed. Geol., **102**: 33–54; Amsterdam.
- SUES, H.-D. & MUNK, W. (1996): A remarkable assemblage of terrestrial tetrapods from the Zechstein (Upper Permian: Tatarian) near Korbach (northwestern Hesse). – Paläont. Z., **70**: 213–223; Stuttgart.
- SUN, Y. (1996): Geochemical evidence for multi-stage base metal enrichment in Kupferschiefer. – Diss. RWTH Aachen, 200 S.; Aachen (Shaker Verlag).
- SWANSON, R.G. (1981): Sample examination manual. – Amer. Assoc. Petroleum Geol. Methods in Exploration Series, **1**, 35 S., Tulsa.
- SWEENEY, M., TURNER, P. & VAUGHAN, D.J. (1987): The Marl Slate: a model for the precipitation of calcite, dolomite and sulphides in a newly formed anoxic sea. – Sedimentology, **34**: 31–48; Oxford.
- TAYLOR, J.C.M. & COLTER, V.S. (1975): Zechstein of the English sector of the Southern North Sea Basin. – In: WOODLAND, A.W. (Hrsg.): Petroleum and the continental shelf of north-west Europe, **1**: 249–263; Barking (Applied Science Publishers).
- TAYLOR, J.C.M. (1980): Origin of the Werraanhydrit in the U.K. Southern North Sea – a reappraisal. – In: FÜCHTBAUER, H. & PERYT, T.M. (Hrsg.): The Zechstein basin with emphasis on carbonate sequences, Contr. Sed., **9**: 91–113; Stuttgart.
- TAYLOR, J.C.M. (1981): Zechstein facies and petroleum prospects in the Central and Northern Sea. – In: ILLING, L.V. & HOBSON, G.D. (Hrsg.): Petroleum geology and the continental shelf of north-west Europe, **2**: 176–185; London (Heyden & Son Ltd.).
- TAYLOR, J.C.M. (1998): Upper Permian – Zechstein. – In: GLENNIE, K.W. (Hrsg.): Petroleum geology of the North Sea – basic concepts and recent advances, 4. Aufl.: 174–211; Oxford (Blackwell Science).
- TEICHMÜLLER, R. (1957): Ein Querschnitt durch den Südtteil des niederrheinischen Zechsteinbeckens. – Geol. Jb., **73**: 39–50; Hannover.
- THEUERJAHR, A.-K. (1984): Kupferschiefer (Unterer Werra-Ton, T1). – In: KULICK, J., LEIFELD, D., MEISL, S., PÖSCHL, W., STELLMACHER, R., STRECKER, G., THEUERJAHR, A. & WOLF, M. (Hrsg.): Petrofazielle und chemische Erkundung des Kupferschiefers der Hessischen Senke und des Harz-Westrandes, Geol. Jb., **D 68**: 32–38; Hannover.
- TRUSHEIM, F. (1964): Über den Untergrund Frankens. – Geol. Bavarica, **54**, 92 S.; München.
- TUCKER, M.E. (1990a): Geological background to carbonate sedimentation. – In: TUCKER, M.E. & WRIGHT, V.P. (Hrsg.): Carbonate sedimentology: 28–69; Oxford (Blackwell).

- TUCKER, M.E. (1990b): Diagenetic processes, products and environments. – In: TUCKER, M.E. & WRIGHT, V.P. (Hrsg.): Carbonate sedimentology: 314–364; Oxford (Blackwell).
- TUCKER, M.E. (1990c): Dolomite and dolomitization models. – In: TUCKER, M.E. & WRIGHT, V.P. (Hrsg.): Carbonate sedimentology: 365–400; Oxford (Blackwell).
- 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. London*, **148**: 1019–1036; London.
- TUCKER, M.E. & HOLLINGWORTH, N.T.J. (1986): The Upper Permian reef complex (EZ1) of North East England: Diagenesis in a marine to evaporite setting. – In: SCHROEDER, J.H. & PURSER, B.H. (Hrsg.): Reef diagenesis: 270–290; Berlin (Springer).
- TURNER, P. & MAGARITZ, M. (1986): Chemical and isotopic studies of a core of Marl Slate from NE England: influence of freshwater influx into the Zechstein Sea. – In: HARWOOD, G.M. & SMITH, D.B. (Hrsg.): The English Zechstein and related topics, Spec. Pub. Geol. Soc. London, **22**: 19–29; Oxford.
- TZSCHORN, G. (1963): Zur Geologie und Petrographie des Zechsteinkalkes im Raum Spremberg-Weißwasser. – *Z. angew. Geol.*, **9**: 561–568; Berlin.
- VAHRENKAMP, V.C. & SWART, P.K. (1990): New distribution coefficient for the incorporation of strontium into dolomite and its implications for the formation of ancient dolomites. – *Geology*, **18**: 387–391; Boulder.
- VAIL, P.R., MITCHUM, R.M. & THOMPSON, S., III. (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 4: global cycles of relative changes of sea level. – In: PAYTON, C.E. (Hrsg.): Seismic stratigraphy – applications to hydrocarbon exploration, Mem. Amer. Assoc. Petroleum Geol., **26**: 83–97; Tulsa.
- VAIL, P.R., AUDEMARD, F., BOWMAN, S.A., EISNER, P.N. & PEREZ-CRUZ, C. (1991): The stratigraphic signatures of tectonics, eustasy and sedimentology. – In: EINSELE, G., RICKEN, W. & SEILACHER, A. (Hrsg.): Cycles and events in stratigraphy: 617–659; Berlin (Springer).
- 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.S., KENDALL, C.G.St.C., POSAMENTIER, H.W., ROSS, C.A. & VAN WAGONER, J.C. (Hrsg.): Sea level changes: an integrated approach, Spec. Pub. Soc. Econ. Paleont. Mineral., **42**: 39–45; Tulsa.
- VAN WAGONER, J.C., MITCHUM, R.M., CAMPION, K.M. & RAHMANIAN, V.D. (1990): Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores, and outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and facies, Amer. Assoc. Petroleum Geol. Methods in Exploration Series, **7**, 55 S.; Tulsa.
- VASCONCELOS, C. & MCKENZIE, J.A. (1997): Microbial mediation of modern dolomite precipitation and diagenesis under anoxic conditions (Lagoa Vermelha, Rio de Janeiro, Brazil). – *J. Sed. Res.*, **67**: 378–390; Tulsa.
- VEEVERS, J.J. & POWELL, C.M. (1987): Late Paleozoic glacial episodes in Gondwanaland reflected by transgressive-regressive depositional sequences in Euamerica. – *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **98**: 475–487; Boulder.
- VEIZER, J. (1983): Chemical diagenesis of carbonates: theory and application of trace element technique. – In: ARTHUR, M.A., ANDERSON, T.F., KAPLAN, I.R., VEIZER, J. & LAND, L.S. (Hrsg.): Stable isotopes in sedimentary geology, Short Course Soc. Econ. Paleont. Mineral., **10**: 3/1–3/100; Binghamton.
- VEIZER, J., LEMIEUX, J., JONES, B., GIBLING, M.R. & SAVELLE, J. (1977): Sodium: Paleosalinity indicator in ancient carbonate rocks. – *Geology*, **5**: 177–179; Boulder.
- VEIZER, J., FRITZ, P. & JONES, B. (1986): Geochemistry of brachiopods: Oxygen and carbon isotopic records of Paleozoic oceans. – *Geochim. Cosmochim. Acta*, **50**: 1679–1696; Oxford.
- VEIZER, J., ALA, D., AZMY, K., BRUCKSCHEN, P., BUHL, D., BRUHN, F., CARDEN, G.A.F., DIENER, A., EBNETH, S., GODDERIS, Y., JAPSER, T., KORTE, C., PAWELLEK, F., PODLAHA, O.G. & STRAUSS, H. (1999): $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic seawater. – *Chem. Geol.*, **161**: 59–88; Amsterdam.
- VISSER, J.N.J. (1990): The age of late Paleozoic glaciogenic deposits in southern Africa. – *S. Afr. J. Geol.*, **93**: 366–375; Johannesburg.
- VOGT, A. (1992): Zur Geologie des Gebietes östlich von Hundelshausen (Werra-Grauwacken-Gebirge, Nordosthessen). – *Dipl.-Arb. Univ. Marburg*, 72 S. [unveröff.].
- VOIGT, E. (1995): Rekonstruktion der Speicherraumgenese im Staßfurt-Karbonat (Ca2) des südlichen Zechsteinbeckenrandes im Raum SE-Brandenburg (NE-Deutschland). – *Diss. Univ. Erlangen*: 89 S. [unveröff.].
- VON MORLOT, A. (1848): Sur l'origine de la dolomie (extrait d'une lettre d'A. von Morlot à E. de Beaumont). – *Acad. Sci. Paris Comptes Rendus*, **26**: 313.
- WÄCHTER, G. & DIETRICH, H. (1992): Kompaktionsmodellierung und Rekonstruktion des Paläoreliefs am Beispiel des Werra-Anhydrits im Gebiet zwischen Thüringer Wald und Harz. – *Zbl. Geol. Paläont. Teil I*, **1991** (12): 2847–2858; Stuttgart.
- WAGNER, P.D. & MATTHEWS, R.K. (1982): Porosity preservation in the Upper Smackover (Jurassic) carbonate grainstones, Walker Creek Field, Arkansas: response of paleophreatic lenses to burial process. – *J. Sed. Petrol.*, **52** (1): 3–18; Tulsa.
- WAGNER, R. (1994): Stratygrafia osadów i rozwój basenu Cechsztyńskiego na nizu Polskim (with English translation).

- tion: Stratigraphy and evolution of the Zechstein basin in the Polish Lowlands). – *Prace Panstwowego Instytutu Geologicznego*, **146**, 71 S.; Warszawa.
- WAGNER, R., PIATOWSKI, T.S. & PERYT, T.M. (1978): Polish Zechstein basin. – *Przegł. Geol.*, **26**: 673–686; Warszawa.
- WAGNER, R., PIATOWSKI, T.S. & PERYT, T.M. (1981): The evolution of the Zechstein sedimentary basin in Poland. – *Proceedings Intern. Symp. Central European Permian Jablonna 1978*: 69–83; Warszawa.
- WALKER, K.R., SHANMUGAM, G. & RUPPEL, S.C. (1983): A model for carbonate to terrigenous clastic sequences. – *Bull. Geol. Soc. Amer.*, **94**: 700–712; Boulder.
- WALTHER, J. (1908): Die Sedimente der Taubenbank im Golfe von Neapel. – *Abh. d. preuss. Akad. d. Wiss.*; Berlin.
- WANLESS, H.R. (1979): Limestone response to stress: pressure solution and dolomitization. – *J. Sed. Petrol.*, **49**: 437–462; Tulsa.
- WARREN, J.K. (1989): Evaporite sedimentology. – 285 S.; Englewood Cliffs (Prentice Hall).
- WARREN, J.K. (1997): Evaporites, brines and base metals: fluids, flow and 'the evaporite that was'. – *Austr. J. Earth Sciences*, **44**: 149–183; Melbourne.
- WARREN, J.K. (1999): Evaporites – their evolution and economics. – 438 S.; Oxford (Blackwell Science).
- WARREN, J.K. & KENDALL, C.G.St.C. (1985): Comparison of sequences formed in marine sabkha (subaerial) and salina (subaqueous) settings – modern and ancient. – *Bull. Amer. Assoc. Petroleum Geol.*, **69** (6): 1013–1023; Tulsa.
- WEIDLICH, O. (1996): Comparative analysis of Permian reefal limestones from the Capitan Reef (New Mexico, USA) and the Oman Mountains. – In: REITNER, J., NEUWEILER, F. & GUNKEL, F. (Hrsg.): Global and regional controls on biogenic sedimentation, I. Reef evolution, Research Reports, Göttinger Arb. Geol. Paläont., **Sb. 2**: 329–332; Göttingen.
- WILSON, J.C. (1975): Carbonate facies in geologic history. – 471 S.; Berlin (Springer).
- WOLBURG, J. (1957): Ein Querschnitt durch den Nordteil des niederrheinischen Zechsteinbeckens. – *Geol. Jb.*, **73**: 7–38; Hannover.
- WOLF, M. & STELLMACHER, R. (1984): Inkohlung und Fazies des Kupferschiefers in der Hessischen Senke und deren Beziehung zur Erzführung. – In: KULICK, J., LEIFELD, D., MEISL, S., PÖSCHL, W., STELLMACHER, R., STRECKER, G., THEUERJAHN, A. & WOLF, M. (1984): Petrofazielle und chemische Erkundung des Kupferschiefers der Hessischen Senke und des Harz-Westrandes, *Geol. Jb.*, **D 68**: 60–62; Hannover.
- WONG, P.K. & OLDERSHAW, A. (1981): Burial cementation in the Devonian, Kaybob Reef Complex, Alberta, Canada. – *J. Sed. Petrol.*, **51**: 507–520; Tulsa.
- WRAY, J.C. (1977): Environmental distribution of calcareous algae in Upper Devonian reef complexes. – *Geol. Rdsch.*, **61**: 578–584; Stuttgart.
- WRIGHT, V.P. (1984): Peritidal carbonate facies models: a review. – *Geol. J.*, **19**: 309–325; Chichester (Wiley & Sons).
- WRIGHT, V.P. (1990a): Carbonate sediments and limestones: constituents. – In: TUCKER, M.E. & WRIGHT, V.P. (Hrsg.): Carbonate sedimentology: 1–27; Oxford (Blackwell).
- WRIGHT, V.P. (1990b): Peritidal carbonates. – In: TUCKER, M.E. & WRIGHT, V.P. (Hrsg.): Carbonate sedimentology: 137–164; Oxford (Blackwell).
- ZEEH, S., BECHSTÄDT, T., FRÖHLER, M., KLEBHANN, C. & WALTER, U. (1992): Dedolomitization and recrystallization of Cambrian carbonates of southwestern Sardinia. – In: CARMIGNANI, L. & SASSI, F.P. (Hrsg.): Contributions to the geology of Italy with special regard to the Paleozoic basements. A volume dedicated to Tommaso Coccozza, IGCP No. 276, Newsletter **5**: 481–482; Siena.
- ZENGER, D.H. & DUNHAM, J.B. (1980): Concepts and models of dolomitization – an introduction. – In: ZENGER, D.H., DUNHAM, J.D. & ETHINGTON, R.C. (Hrsg.): Concepts and models of dolomitization, Spec. Pub. Soc. Econ. Paleont. Mineral., **28**: 1–10; Tulsa.
- ZIEGLER, M.A. (1989): North German Zechstein facies patterns in relation to their substrate. – *Geol. Rdsch.*, **78**: 105–127; Stuttgart.
- ZIEGLER, P.A. (1990): Geological atlas of Western and Central Europe. – Shell Internationale Petroleum Maatschappij B.V., 239 S.; The Hague.
- ZWART, E.W. (1995): Fluid inclusions in carbonate rocks and calcite cements. – Diss. Vrije Univ. Amsterdam, 155 S. - [ISBN 90-9008595-5].
- ZÜHLKE, R. & BECHSTÄDT, T. (2000): High-resolution cyclostratigraphy and architecture of a carbonate platform interior – the Latemar, Middle Triassic, Southern Alps. – Abstracts Internat. Assoc. Sedimentologists, 20th regional meeting Dublin, 13–15 September 2000: 68.

11. Anhang

11.1 Profil-Lokationen

11.2 Profile

11.3 Dolomite – Elementgehalte, Stöchiometrie, Ordnungsgrad

11.4 Stabile Sauerstoff- und Kohlenstoff-Isotope

11.5 Röntgendiffraktometrie an Sulfaten

Anhang 11.1: Profil-Lokationen

Die Zusammenstellung der Profil-Lokationen wurde primär nach regionalen Gesichtspunkten geordnet. Weiterhin wird die Art der Datenakquisition differenziert: Es wird unterschieden, ob es sich um eigene detaillierte Aufnahmen, Übersichtsaufnahmen von bereits bearbeiteten und in der Literatur zitierten Profilen oder lediglich um Literaturdaten han-

delt. Durch die Angaben der Rechts- und Hochwerte auf den topographischen Karten 1 : 25 000 (TK 25) wird ein genaues Auffinden der einzelnen Lokalitäten ermöglicht. Die graphisch dargestellten Bohrungen und Aufschlüsse (s. Anhang 11.2) sind unterstrichen. Die benutzten Abkürzungen für die Bohrungen und Aufschlüsse sind in Klammern vermerkt.

A - Spessart

Literaturdaten und Übersichtsaufnahmen

Aufschluss Aulendiebach (Au)

TK 25: 5620 Ortenberg
R/H: 35 05 500 / 55 76 080
Mächtigkeit: ca. 4 m
Stratigraphie: Ca1
Schichtenverzeichnis: -
Literatur: PRÜFERT (1969), KOWALCZYK & PRÜFERT (1978a)

Aufschluss Bleichenbach (Bb)

TK 25: 5620 Ortenberg
R/H: 35 02 600 / 55 76 300
Mächtigkeit: ca. 15 m
Stratigraphie: Ca1
Schichtenverzeichnis: -
Literatur: PRÜFERT (1969), KOWALCZYK & PRÜFERT (1974), KOWALCZYK & PRÜFERT (1978a)

Steinbruch Gräfenberg (Gb)

TK 25: 5921 Schöllkrippen
R/H: 35 16 440 / 55 43 800
Untersuchte Profilmächtigkeit: 20,0 m
Stratigraphie: Ca1
Schichtenverzeichnis: -
Literatur: OKRUSCH & WEINELT (1965), PRÜFERT (1969), KULICK & KOWALCZYK (1987), KOWALCZYK & PRÜFERT (1978b)

Literaturdaten

Steinbruch Altenmittlau (Am)

TK 25: 5820 Langenselboldt
R/H: 35 10 460 / 55 56 200
Mächtigkeit: ca. 30 m
Stratigraphie: ro, C1, T1, Ca1
Schichtenverzeichnis: -
Literatur: PRÜFERT (1969), KOWALCZYK & PRÜFERT (1978b), KULICK & KOWALCZYK (1987)

Steinbruch Hain-Gründau (Hg)

TK 25: 5720 Büdingen
R/H: 35 10 100 / 55 67 950
Mächtigkeit: ca. 10 m
Stratigraphie: Ca1
Schichtenverzeichnis: -
Literatur: PRÜFERT (1969)

Aufschluss/Bohrung Stockheim (So)

TK 25: 5620 Ortenberg
R/H: 35 02 740 / 55 76 340
Teufe: 0 bis 32,0 m
Stratigraphie: ro, C1, T1, Ca1
Schichtenverzeichnis: -
Literatur: KOWALCZYK & PRÜFERT (1978a, b), KULICK & KOWALCZYK (1987)

Steinbruch Hufgard (Hf)

TK 25: 5921 Schöllkrippen
R/H: 35 17 000 / 55 45 000
Profilmächtigkeit: ca. 18 m
Stratigraphie: T1, Ca1
Schichtenverzeichnis: -
Literatur: KOWALCZYK & PRÜFERT (1978b)

**B - Frankenberg-Schlüchterner Senke
Eigene Aufnahmen****Bohrung Ahl (Ah)**

TK 25: 5622 Steinau
R/H: 35 29 480 / 55 74 130
Untersuchte Teufe: 556,0 bis 612,0 m
Stratigraphie: ro, C1, T1Ca, T1, Ca1, A1, T1r
Schichtenverzeichnis: HLUG
Literatur: KULICK et al. (1984)

Bohrung Marjoß (Ma)

TK 25: 5723 Altengronau
R/H: 35 39 260 / 55 69 500
Untersuchte Teufe: 345,0 bis 482,0 m
Stratigraphie: ro, C1/S1, T1, Ca1, A1, TM/T1r
Schichtenverzeichnis: HLUG
Literatur: KULICK et al. (1984)

Bohrung Burgjoß (Bu)

TK 25: 5723 Altengronau
R/H: 35 36 080 / 55 65 500
Untersuchte Teufe: 445,0 bis 550,0 m
Stratigraphie: ro, C1, T1Ca, T1, Ca1, A1, T1r
Schichtenverzeichnis: HLUG
Literatur: KULICK et al. (1984)

Bohrung Sterbfritz (St)

TK 25: 5623 Schlüchtern
R/H: 35 43 060 / 55 75 850
Untersuchte Teufe: 669,0 bis 710,0 m
Stratigraphie: C1/S1, T1, Ca1, A1, T1r
Schichtenverzeichnis: HLUG
Literatur: KULICK et al. (1984)

Bohrung Gelnhaar (Ge)

TK 25: 5620 Ortenberg
R/H: 35 10 450 / 55 79 480
Untersuchte Teufe: 470,0 bis 554,0 m
Stratigraphie: ro, C1, Ca1, T1r
Schichtenverzeichnis: HLUG
Literatur: KULICK et al. (1984)

Bohrung SR1-Aura (SR1)

TK 25: 5823 Burgsinn
R/H: 35 41 000 / 55 59 200
Untersuchte Teufe: 284,0 bis 422,3 m
Stratigraphie: ro, T1, Ca1, A1/T1r
Schichtenverzeichnis: HLUG
Literatur: -

Bohrung Lehrbach (Le)

TK 25: 5220 Kirtorf
R/H: 35 05 700 / 56 26 770
Untersuchte Teufe: 450,0 bis 527,0 m
Stratigraphie: d, C1, T1Ca, T1, Ca1, A1, T1r
Schichtenverzeichnis: HLUG
Literatur: KULICK et al. (1984)

Übersichtsaufnahmen

Bohrung RN9-Auragrund (RN9)

TK 25: 5823 Burgsinn
R/H: 35 37 310 / 55 61 530
Untersuchte Teufe: 484,3 bis 393,1 m
Stratigraphie: C1, Ca1
Schichtenverzeichnis: -
Literatur: -

Bohrung SR4-Weißbach (SR4)

TK 25: 5724 Zeitlofs
R/H: 35 51 200 / 55 66 480
Untersuchte Teufe: 515,0 bis 623,6 m
Stratigraphie: ro, T1, Ca1, A1, T1r
Schichtenverzeichnis: HLUG
Literatur: -

Bohrung SR6-Krümmebuch (SR6)

TK 25: 5723 Altengronau
R/H: 35 39 530 / 55 65 900
Untersuchte Teufe: 340,0 bis 470,0 m
Stratigraphie: C1, T1, Ca1, A1, A1Br, T1r, A1r
Schichtenverzeichnis: HLUG
Literatur: -

Bohrung SR8-Mittelsinn (SR8)

TK 25: 5823 Burgsinn
R/H: 35 44 555 / 55 61 550
Untersuchte Teufe: 275,0 bis 409,0 m
Stratigraphie: ro, C1, T1, Ca1, A1, T1r
Schichtenverzeichnis: -
Literatur: -

C - Zentrales Hessisches Becken und Werra-Becken

Eigene Aufnahmen

Bohrung Abterode (Ab)

TK 25: 4725 Bad Sooden-Allendorf
R/H: Firmenbohrung
Untersuchte Teufe: 0 bis 105,5 m
Stratigraphie: cd, ro, T1Ca, T1, Ca1, A1
Schichtenverzeichnis: -
Literatur: -

Bohrung Escherode (Es)

TK 25: 4624 Hedemünden
R/H: 35 52 180 / 56 87 200
Untersuchte Teufe: 487,0 bis 682,0 m
Stratigraphie: d/cd, C1, T1, Ca1, A1, T1r
Schichtenverzeichnis: HLUG
Literatur: KULICK et al. (1984)

Bohrung Gershausen (Gs)

TK 25: 5123 Niederaula
R/H: 35 38 582 / 56 33 962
Untersuchte Teufe: 332,0 bis 412,0 m
Stratigraphie: ro, C1, T1, Ca1, A1, T1r
Schichtenverzeichnis: HLUG
Literatur: -

Bohrung Großtaft B1 (Gt)

TK 25: 5225 Geisa
R/H: 35 59 600 / 56 22 200
Untersuchte Teufe: 1095,0 bis 1129,0 m
Stratigraphie: Ca1, A1, T1r
Schichtenverzeichnis: HLUG
Literatur: -

Bohrung Herlefeld 1 (He)

TK 25: 4924 Seifertshausen
R/H: 35 53 100 / 56 60 750
Untersuchte Teufe: 73,0 bis 122,0 m
Stratigraphie: d, C1, T1Ca, T1, Ca1, A1
Schichtenverzeichnis: HLUG
Literatur: KULICK (1979)

Bohrung Hundelshausen (Hu)

TK 25: 4725 Bad Sooden-Allendorf
R/H: Firmenbohrung
Untersuchte Teufe: 87,0 bis 234,0 m
Stratigraphie: Ca1, A1
Schichtenverzeichnis: -
Literatur: -

Bohrung Kleba (Kl)

TK 25: 5123 Niederaula
R/H: 35 41 510 / 56 31 150
Untersuchte Teufe: 445,0 bis 475,0 m
Stratigraphie: ro, T1, Ca1, A1, T1r
Schichtenverzeichnis: HLUG
Literatur: KULICK et al. (1984)

Bohrung Konnefeld – HLUG (Ko)

TK 25: 4923 Altmorschen
R/H: 35 43 110 / 56 55 870
Untersuchte Teufe: 81,0 bis 150,0 m
Stratigraphie: d, T1, Ca1, A1
Schichtenverzeichnis: HLUG
Literatur: -

Bohrung Konnefeld Nr. 74 (Ko)

TK 25: 4923 Altmorschen
R/H: Firmenbohrung
Untersuchte Teufe: 47,0 bis 96,3 m
Stratigraphie: Ca1, A1
Schichtenverzeichnis: -
Literatur: -

Bohrung Küchen (Kü)

TK 25: 4824 Hessisch Lichtenau
R/H: 35 57 910 / 56 73 110
Untersuchte Teufe: 440,0 bis 517,0 m
Stratigraphie: c/cd, T1, Ca1, A1, T1r
Schichtenverzeichnis: HLUG
Literatur: KULICK et al. (1984)

Bohrung Lüdersdorf (Ld)

TK 25: 5024 Rotenburg
R/H: 35 51 660 / 56 47 250
Untersuchte Teufe: 350,0 bis 439,0 m
Stratigraphie: ro, S1, T1, Ca1, A1, T1r
Schichtenverzeichnis: HLUG
Literatur: KULICK (1989)

Bohrung Lengforst (Lf)

TK 25: 4926 Herleshausen
R/H: 35 77 840 / 56 54 380
Untersuchte Teufe: 50,0 bis 100,0 m
Stratigraphie: ro, S1, C1, T1, Ca1, A1, T1r
Schichtenverzeichnis: -
Literatur: -

Bohrung Mörshausen (Ms)

TK 25: 4823 Melsungen
R/H: 35 43 400 / 56 63 670
Untersuchte Teufe: 285,7 bis 400,0 m
Stratigraphie: d, C1, S1, T1, Ca1, A1, T1r, A1r
Schichtenverzeichnis: HLUG
Literatur: -

Bohrung Queck (Qu)

TK 25: 5223 Queck
R/H: 35 38 860 / 55 19 160
Untersuchte Teufe: 350,0 bis 368,0 m
Stratigraphie: ro, C1, T1, Ca1, A1, T1r
Schichtenverzeichnis: HLUG
Literatur: KULICK et al. (1984)

Bohrung Quentel (Qt)

TK 25: 4723 Oberkaufungen
R/H: 35 45 790 / 56 74 350
Untersuchte Teufe: 270,0 bis 418,0 m
Stratigraphie: d, T1, Ca1, A1, T1r
Schichtenverzeichnis: HLUG
Literatur: KULICK et al. (1984)

Bohrung Reckrod 2 (Re2)

TK 25: 5224 Eiterfeld
R/H: 35 75 890 / 56 14 830
Untersuchte Teufe: 712,1 bis 743,0 m
Stratigraphie: ro, S1, T1, Ca1, A1
Schichtenverzeichnis: HLUG
Literatur: KULICK et al. (1984)

Bohrung Rohrbach (Rb)

TK 25: 5024 Rotenburg
R/H: 35 50 580 / 56 41 600
Untersuchte Teufe: 445,0 bis 527,0 m
Stratigraphie: ro, C1, T1, Ca1, A1, T1r
Schichtenverzeichnis: HLUG
Literatur: KULICK et al. (1984)

Bohrung Ronshausen 15 (Ro15)

TK 25: 5025 Hönebach
R/H: 35 59 420 / 56 45 330
Untersuchte Teufe: 260,0 bis 305,0 m
Stratigraphie: ro, S1/C1, T1, Ca1, A1, T1r
Schichtenverzeichnis: HLUG
Literatur: KULICK et al. (1984)

Bohrung Ronshausen 16 (Ro16)

TK 25: 5025 Hönebach
R/H: 35 59 450 / 56 44 800
Untersuchte Teufe: 375,0 bis 417,0 m
Stratigraphie: ro, S1, T1, Ca1, A1, T1r
Schichtenverzeichnis: HLUG
Literatur: KULICK et al. (1984)

Bohrung Ronshausen 17 (Ro17)

TK 25: 5025 Hönebach
R/H: 35 59 630 / 56 44 380
Untersuchte Teufe: 460,0 bis 484,0 m
Stratigraphie: ro, roCO, S1, T1, Ca1, A1, Na1
Schichtenverzeichnis: HLUG
Literatur: KULICK et al. (1984), REBELLE (1986)

Bohrung Rotenburg (Rt)

TK 25: 4924 Seifertshausen
R/H: 35 52 350 / 56 52 500
Untersuchte Teufe: 255,0 bis 287,5 m
Stratigraphie: ro, S1, T1, Ca1
Schichtenverzeichnis: HLUG
Literatur: -

Bohrung Sterkelshausen (Sh)

TK 25: 4923 Altmorschen
R/H: 35 43 600 / 56 52 800
Untersuchte Teufe: 125,0 bis 237,0 m
Stratigraphie: d, C1, Ca1, A1
Schichtenverzeichnis: HLUG
Literatur: KULICK (1987a, 1989, 1999)

Bohrung Ufhausen 1 (Uf)

TK 25: 5225 Geisa
R/H: 35 60 720 / 56 28 530
Untersuchte Teufe: 1163,0 bis 1185,0 m
Stratigraphie: ro, S1, T1, Ca1, A1
Schichtenverzeichnis: HLUG
Literatur: KULICK et al. (1984), RICHTER-BERNBURG (1985)

Bohrung Ützhausen (Ut)

TK 25: 5322 Lauterbach
R/H: 35 35 260 / 56 12 690
Untersuchte Teufe: 325,0 bis 347,0 m
Stratigraphie: ro, C1, T1, Ca1, A1, T1r
Schichtenverzeichnis: HLUG
Literatur: KULICK et al. (1984)

Bohrung Wallersdorf (Wa)

TK 25: 5222 Grebenau
R/H: 35 33 550 / 56 24 000
Untersuchte Teufe: 280,0 bis 361,0 m
Stratigraphie: d, Ca1, A1 T1r
Schichtenverzeichnis: HLUG
Literatur: KULICK et al. (1984)

Bohrung Wildeck (Wi)

TK 25: 5025 Hönebach
R/H: 35 67 330 / 56 46 890
Untersuchte Teufe: 411,0 bis 450,0 m
Stratigraphie: ro, C1, T1, Ca1, A1, T1r
Schichtenverzeichnis: HLUG
Literatur: KULICK et al. (1984)

Bohrung Wippershain 1 (Wh)

TK 25: 5124 Bad Hersfeld
R/H: Firmenbohrung
Untersuchte Teufe: 655,3 bis 698,8 m
Stratigraphie: C1, T1, Ca1, A1, Na1
Schichtenverzeichnis: -
Literatur: -

Literaturdaten und Übersichtsaufnahmen

Aufschluss Adamsberg

TK 25: 4923 Altmorschen
R/H: 35 45 080 / 56 54 600
Mächtigkeit: ca. 13 m
Stratigraphie: do, C1, T1, Ca1
Schichtenverzeichnis: -
Literatur: KULICK (1987a, 1999)

Steinbruch SW Konnefeld

TK 25: 4923 Altmorschen
R/H: 35 43 920 / 56 56 050
Mächtigkeit: > 40 m
Stratigraphie: A1
Schichtenverzeichnis: -
Literatur: KULICK (1987a)

Steinbruch Kronküppel

TK 25: 4923 Altmorschen
R/H: 35 44 100 / 56 53 720
Mächtigkeit: > 45 m
Stratigraphie: A1, T1r, Ca2
Schichtenverzeichnis: -
Literatur: KULICK (1987a)

Bohrung Mansbach 2 (Mb)

TK 25: 5225 Geisa
R/H: 35 63 574 / 56 28 172
Untersuchte Teufe: 1162,0 bis 1186,15 m
Stratigraphie: T1, Ca1, A1
Schichtenverzeichnis: -
Literatur: KÄDING (1975), REBELLE (1986), MAGARITZ et al. (1981)

Literaturdaten

Steinbruch Cornberg

TK 25: 4925 Sontra
R/H: 36 60 820 / 56 56 700
Mächtigkeit: ca. 35 m
Stratigraphie: ro, S1, T1, Ca1
Schichtenverzeichnis: -
Literatur: PRYOR (1971), KULICK (1987b), KULICK (1987a), MUNK et al. (1993)

Aufschluss Jestädter Weinberg

TK 25: 4725 Bad Sooden-Allendorf
R/H: 35 69 640 / 56 76 340
Mächtigkeit: ca. 15 m
Stratigraphie: Ca1, A1
Schichtenverzeichnis: -
Literatur: KULICK (1987a)

Bohrung Rengshausen (Rg)

TK 25: 4923 Altmorschen
R/H: 35 37 330 / 56 53 060
Untersuchte Teufe: 328,0 bis 401,5 m
Stratigraphie: d, C1?, T1, Ca1, A1
Schichtenverzeichnis: HLUG
Literatur: KULICK (1979), KULICK (1989)

Aufschluss Schnellerskopf (Sk)

TK 25: 4725 Bad Sooden-Allendorf
R/H: 35 62 540 / 56 85 090
Mächtigkeit: ca. 10 m
Stratigraphie: Ca1, A1
Schichtenverzeichnis: -
Literatur: HELDMAIER (1992)

Aufschluss Schmelzhütte

TK 25: 4725 Bad Sooden-Allendorf
R/H: 35 66 280 / 56 77 320
Mächtigkeit: ca. 8 m
Stratigraphie: do, C1, T1, Ca1
Schichtenverzeichnis: -
Literatur: SCHULZ (1981), KULICK (1987a)

Bohrung Dalherda (Da)

TK 25: 5525 Gersfeld
R/H: 35 60 035 / 55 88 860
Teufe: 350,0 bis 425,5 m
Stratigraphie: kristallines Paläozoikum, Ca1, A1
Schichtenverzeichnis: -
Literatur: Archiv HLUG

Bohrung Oberrode 1 (Or)

TK 25: 5423 Großenlüder
R/H: 35 40 000 / 56 01 040
Teufe: 641,0 bis 833,6 m
Stratigraphie: ro, C1, T1, Ca1, A1, Na1, T1r
Schichtenverzeichnis: -
Literatur: Archiv HLUG

Steinbruch Schafhof

TK 25: 4725 Bad Sooden-Allendorf
R/H: 35 65 640 / 56 77 600
Mächtigkeit: ca. 15 m
Stratigraphie: do, T1, Ca1
Schichtenverzeichnis: -
Literatur: SCHULZ (1981), KULICK (1987a)

Bohrung Treischfeld 4 (Tr4)

TK 25: 5225 Geisa
R/H: 35 59 890 / 56 23 400
Teufe: 995,0 bis 1061,0 m
Stratigraphie: ro, C1, T1, Ca1, A1, T1r
Schichtenverzeichnis: -
Literatur: KÄDING (1975)

Bohrung Treischfeld 5

TK 25: 5224 Eiterfeld
R/H: 35 50 635 / 56 19 547
Teufe: 545,7 bis 885,0 m
Stratigraphie: ro, C1, T1, Ca1, A1, Na1, T1r
Schichtenverzeichnis: -
Literatur: KÄDING (1975)

D - Schiefergebirgsrand

Eigene Aufnahmen

Bohrung A92/B4 (B4)

TK 25: 4718 Goddelsheim
R/H: 34 87 860 / 56 74 320
Untersuchte Teufe: 0 bis 48,0 m
Stratigraphie: cd, ro, Ca1, q
Schichtenverzeichnis: HLUG
Literatur: -

Bohrung A92/B5 (B5)

TK 25: 4718 Goddelsheim
R/H: 34 87 670 / 56 77 210
Untersuchte Teufe: 0 bis 54,0 m
Stratigraphie: cd, Ca1, q
Schichtenverzeichnis: HLUG
Literatur: -

Bohrung A95/B1 (B1)

TK 25: 4718 Goddelsheim
R/H: 34 87 115 / 56 83 270
Untersuchte Teufe: 0 bis 16 m
Stratigraphie: cd, Ca1, q
Schichtenverzeichnis: HLUG
Literatur: -

Bohrung A95/B2 (B2)

TK 25: 4718 Goddelsheim
R/H: 34 86 985 / 56 82 735
Untersuchte Teufe: 0 bis 52 m
Stratigraphie: cd, r, Ca1, q
Schichtenverzeichnis: HLUG
Literatur: -

Bohrung Braunsen (Br)

TK 25: 4620 Arolsen
R/H: 35 03 320 / 56 91 210
Untersuchte Teufe: 363,0 bis 471,0 m
Stratigraphie: cd, T1Ca, T1, Ca1, T1r, A1r
Schichtenverzeichnis: HLUG
Literatur: KULICK et al. (1984)

Bohrung EAU-B4

TK 25: 4718 Goddelsheim
R/H: 34 87 160 / 56 77 510
Untersuchte Teufe: 0 bis 16 m
Stratigraphie: cd, Ca1, q
Schichtenverzeichnis: HLUG
Literatur: -

Bohrung EAU-B5

TK 25: 4718 Goddelsheim
 R/H: 34 87 995 / 56 78 950
 Untersuchte Teufe: 0 bis 20,2 m
 Stratigraphie: cd, Ca1, q
 Schichtenverzeichnis: HLUG
 Literatur: -

Bohrung EAU-B6

TK 25: 4718 Goddelsheim
 R/H: 34 87 920 / 56 79 000
 Untersuchte Teufe: 0 bis 17,9 m
 Stratigraphie: cd, Ca1
 Schichtenverzeichnis: HLUG
 Literatur: -

Bohrung EAU-B8

TK 25: 4718 Goddelsheim
 R/H: 34 87 982 / 56 78 968
 Untersuchte Teufe: 0 bis 19,0 m
 Stratigraphie: cd, Ca1
 Schichtenverzeichnis: HLUG
 Literatur: -

Aufschluss Eisenberg

TK 25: 4718 Goddelsheim
 R/H: 34 88 120 / 56 78 800
 Untersuchte Profilmächtigkeit: 5,20 m
 Stratigraphie: Ca1
 Schichtenverzeichnis: -
 Literatur: KULICK (1968), KULICK & KOWALCZYK (1987)

Bohrung Heddinghausen CW 002

TK 25: 4519 Marsberg
 R/H: 34 92 620 / 56 96 520
 Untersuchte Teufe: 35,0 bis 105,0 m
 Stratigraphie: do, T1Ca, Ca1, T1r/T2
 Schichtenverzeichnis: -
 Literatur: -

Bohrung Nordenbeck 1

TK 25: 4719 Korbach
 R/H: 34 89 260 / 56 80 360
 Untersuchte Teufe: 67,0 bis 115,0 m
 Stratigraphie: cd, Ca1, T1r
 Schichtenverzeichnis: HLUG
 Literatur: KULICK (1968)

Literaturdaten und Übersichtsaufnahmen**Steinbruch Bauch**

TK 25: 4719 Korbach
 R/H: 34 92 820 / 56 77 360
 Profilmächtigkeit: ca. 30 m
 Stratigraphie: cd, T1Ca, Ca1
 Schichtenverzeichnis: -
 Literatur: KULICK (1968), KULICK (1987a), HOLZAPFEL (1991)

Steinbruch Fisseler

TK 25: 4719 Korbach
 R/H: 34 91 760 / 56 80 800
 Profilmächtigkeit: ca. 20 m
 Stratigraphie: Ca1
 Schichtenverzeichnis: -
 Literatur: KULICK (1968), KULICK & KOWALCZYK (1987), SUES & MUNK (1996)

Steinbruch Blome

TK 25: 4519 Marsberg
 R/H: 34 90 600 / 57 02 850
 Profilmächtigkeit: ca. 27 m
 Stratigraphie: cd, T1Ca, Ca1
 Schichtenverzeichnis: -
 Literatur: HOLZAPFEL (1991)

Steinbruch Frohental

TK 25: 4519 Marsberg
 R/H: 34 92 000 / 57 01 000
 Profilmächtigkeit: ca. 21 m
 Stratigraphie: Ca1, T1r
 Schichtenverzeichnis: -
 Literatur: KÜPER (1982), KULICK (1987a)

Bohrung Gilserberg

TK 25: 5020 Gilserberg
 R/H: 35 05 720 / 56 45 890
 Teufe: 105,0 bis 125,0 m
 Stratigraphie: d, Ca1, T1r
 Schichtenverzeichnis: -
 Literatur: HORN et al. (1993)

Steinbruch Wiperich

TK 25: 4719 Korbach
 R/H: 34 88 650 / 56 78 025
 Profilmächtigkeit: ca. 11 m
 Stratigraphie: cd, T1, T1Ca, Ca1
 Schichtenverzeichnis: -
 Literatur: KULICK & KOWALCZYK (1987)

Aufschluss Hollefelsen

TK 25: 4719 Korbach
 R/H: 34 91 570 / 56 77 160
 Profilmächtigkeit: ca. 5 m
 Stratigraphie: Ca1
 Schichtenverzeichnis: -
 Literatur: HOLZAPFEL (1991)

Literaturdaten**Bohrung Borken Zechstein-1 (Bk)**

TK 25: 4912 Borken
 R/H: 35 21 950 / 56 59 060
 Teufe: 1140,0 bis 1220,0 m
 Stratigraphie: cd, C1, Ca1, A1Br, T1r
 Schichtenverzeichnis: HLOG von Horn, Kulick
 Literatur: -

Bohrung Twiste 1 (Tw1)

TK 25: 4619 Mengerlinghausen
 R/H: Übersichtskarte RICHTER-BERNBURG (1950a)
 Teufe: 190,3 bis 264,0 m
 Stratigraphie: c/cd, T1Ca, T1, Ca1, T1r, A1r
 Schichtenverzeichnis: -
 Literatur: RICHTER-BERNBURG (1950a)

Bohrung Jesberg (Jb)

TK 25: 5020 Gilserberg
 R/H: 35 10 990 / 56 48 900
 Teufe: 105,0 bis 135,0 m
 Stratigraphie: d, Ca1, T1r
 Schichtenverzeichnis: -
 Literatur: HORN et al. (1993)

Bohrung Twiste 3 (Tw3)

TK 25: 4719 Korbach
 R/H: 34 98 160 / 56 84 570
 Teufe: 169,7 bis 218,3 m
 Stratigraphie: cd, T1, Ca1, T1r, A1r
 Schichtenverzeichnis:
 Literatur: RICHTER-BERNBURG (1950a), KULICK (1968)

Bohrung M49 und M50 (M49/50)

TK 25: 4618 Adorf
 R/H: Übersichtskarte RICHTER-BERNBURG (1950a)
 Mächtigkeit: ca. 45 bis 48 m
 Stratigraphie: Ca1, T1r
 Schichtenverzeichnis: -
 Literatur: RICHTER-BERNBURG (1950a)

Anhang 11.2: Profile

Mit Ausnahme der Firmenbohrungen liegen aus den eigenen Bohrungsaufnahmen jeweils ausführliche lithologische Schichtenverzeichnisse (Textprofile) am Hessischen Landesamt für Umwelt und Geologie (HLUG) vor, die im dortigen Archiv eingesehen werden können. Es wurde daher darauf verzichtet, die Vielzahl der Bohrungen zeichnerisch abzubilden. Insgesamt wurden aus den 69

bearbeiteten Bohrungen und Aufschlüssen (eigene detaillierte Bearbeitungen und ergänzende Übersichtsaufnahmen zu Literaturdaten, vgl. Anhang 11.1) sieben als Säulenprofile dargestellt. Bei den ausgewählten Profilen, auf die zudem in Kapitel 4 eingegangen wird, handelt es sich jeweils um charakteristische Abfolgen aus den vier verschiedenen regionalen Bereichen des hessischen Zechsteinbeckens.

| | | |
|---|--|---|
| A | Spessart | Stbr. Gräfenberg |
| B | Frankenberg-Schlüchterner Senke | Brg. SR1-Aura Brg. Gelnhaar Brg. Lehrbach |
| C | Zentrales Hessisches Becken und Werra-Becken | Brg. Ronshausen 17 Brg. Escherode |
| D | Schiefergebirgsrand | Brg. Braunsen |

Legende

| Stratigraphie | Proben/Teufe | Lithologie | Profil mit Litho-Log | Karbonate M W P G B | Zyklen | LF | Fazies |
|---|--|------------|--|--|-------------------------------------|---|---|
| Stratigraphie Abkürzungen s. Tab. 1 | 0,00 ◇ Probe □ Dünnschliff mit Bezeichnung Teufe 5,00 Schichtgrenze 5,80 10,00 | | Dolomit Kalkstein Konglomerat/Brekzie Toniger Dolomit Toniger Kalkstein Mittel-/Grobsandstein Kalkmergelstein Dolomit, anhydrit, Feinsandstein Siltstein Mergelstein Anhydrit Gips Tonstein | nach DUNHAM (1960), EMBRY & KLOVAN (1972), SWANSON (1981) M - Mudstone W - Wackestone - Floatstone P - Packstone G - Grainstone - Rudstone B - Boundstone | Shallowing upward- Zyklen | Litho- faziestyp Abkürzungen s. Tab. 2 | Faziestyp Abkürzungen s. Tab. 3 |
| | | | | | | | |

Lithologie

Karbonate/Evaporite

| | |
|--|----------------------------|
| | Kalkstein |
| | toniger Kalkstein |
| | Kalkmergelstein |
| | Kalkmergelstein, siltig |
| | Kalkstein, dolomitisch |
| | Dolomit |
| | toniger Dolomit |
| | Dolomitmergelstein |
| | Dolomitmergelstein, siltig |
| | Dolomit, anhydritisch |
| | Anhydrit |
| | Anhydrit, dolomitisch |
| | Gips |
| | Steinsalz |

Karbonatisch-klastische Mischgesteine

| | |
|-----------------|---------------------------|
| | Mergelstein |
| | Mergelstein, siltig |
| | Tonstein, kalkig |
| | Siltstein, kalkig |
| Klastika | |
| | Tonstein |
| | Siltstein |
| | Feinsandstein |
| | Mittel- bis Grobsandstein |
| | Konglomerat |
| | Brekzie |

Sonstige

| | |
|--|-----------------|
| | „Riff“-Karbonat |
|--|-----------------|

Schichtung und Sedimentstrukturen

| | |
|--|------------------------------|
| | laminiert |
| | geschichtet |
| | gebankt |
| | Wechselagerung |
| | normale Gradierung |
| | inverse Gradierung |
| | Schrägschichtung |
| | Bioturbation |
| | kleindimensionale Verfallung |
| | erosive Basis |
| | mikrobielle Lamination |
| | Dolomit-Lage |

Evaporit-Texturen

| | |
|--|---------------------------------------|
| | mosaikartig |
| | knollig |
| | laminiert mit Anhydritkristallen |
| | verformt |
| | Vertikal gelängter Anhydrit (Selenit) |

Diagenetische Strukturen

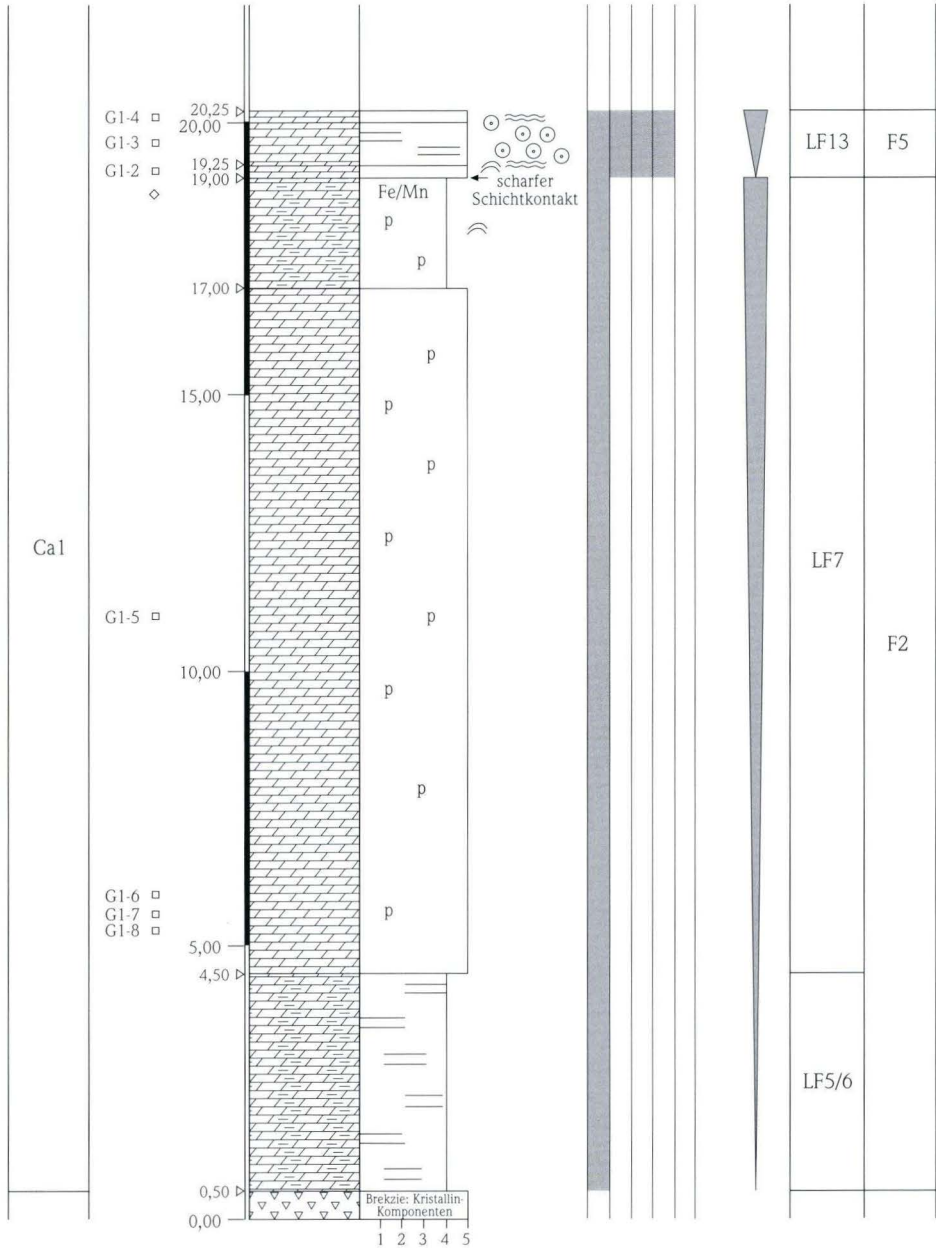
| | |
|--|---|
| | poröse Horizonte |
| | porös |
| | Kristall-Lösungspore |
| | Styloolithen |
| | Diagenetische Brekzierung (Lösung/ Kollaps) |
| | Klüftung |
| | Anhydritknolle |
| | Calcit-Druse |
| | Cu Kupfervererzung |
| | Fe/Mn Eisen-/Manganfleckig |

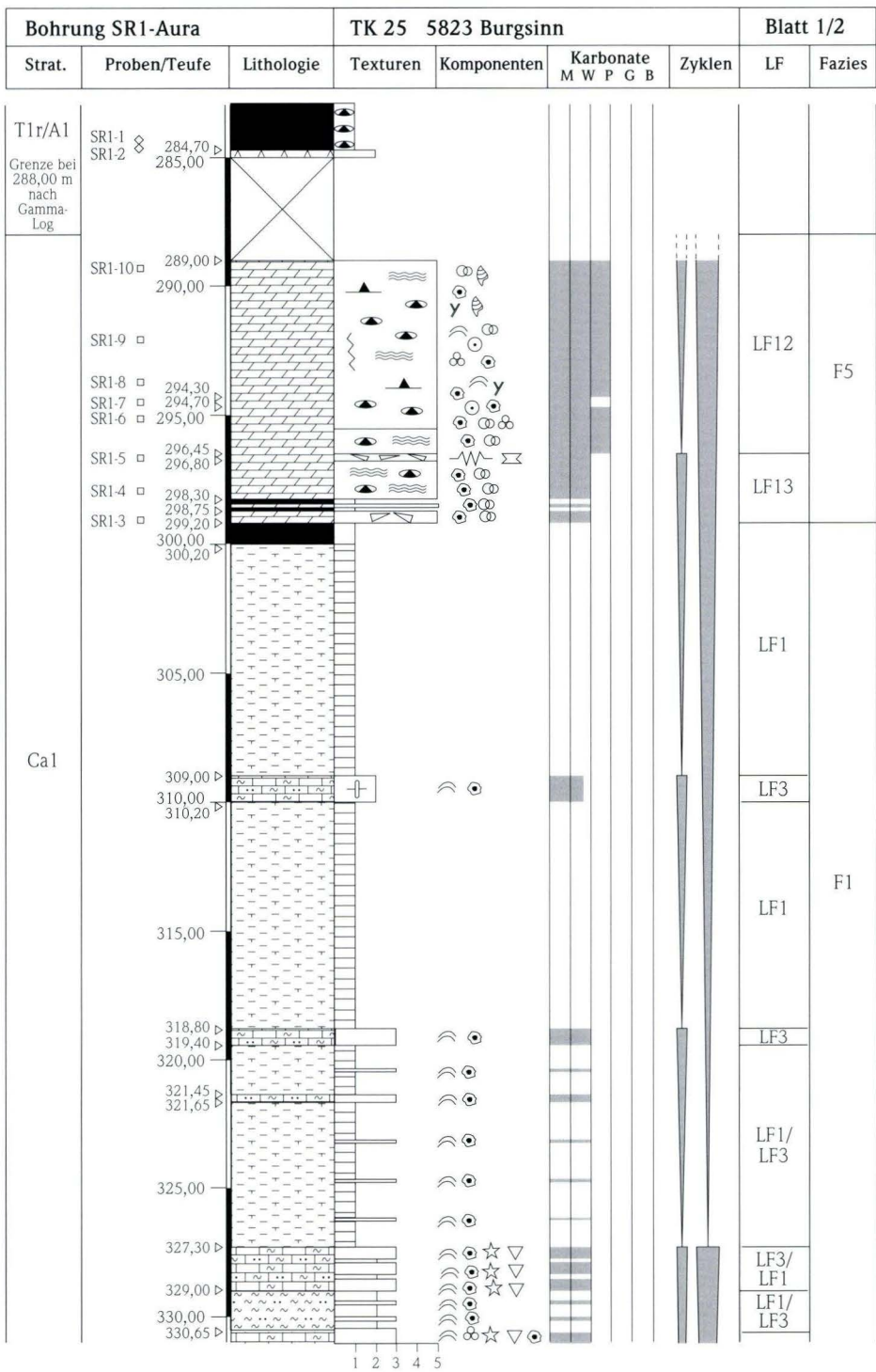
Komponenten

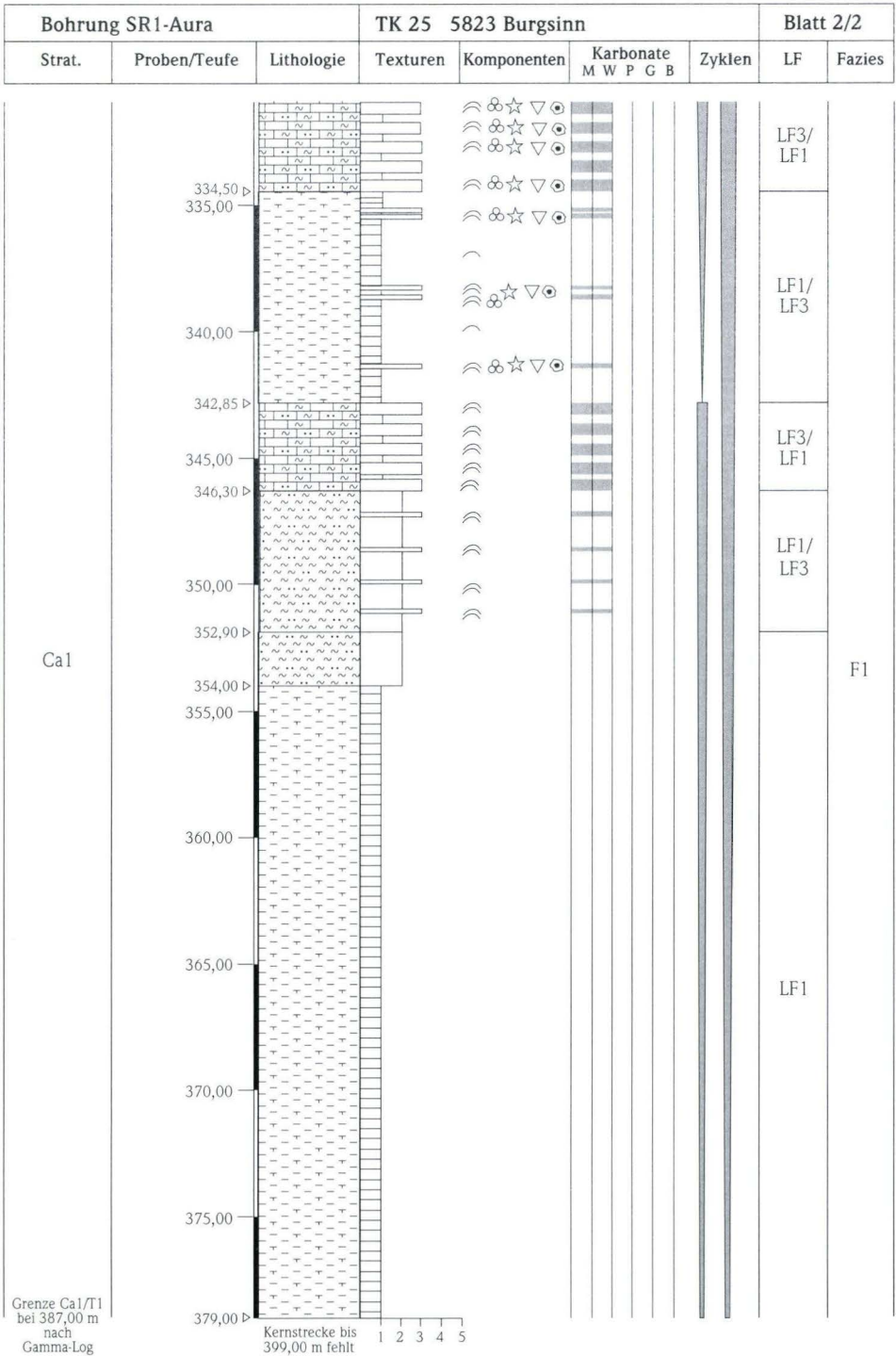
| | | | | | |
|--|----------------|--|---------------|--|--------------------|
| | Onkoide | | Intraklasten | | Gastropoden |
| | Ooide | | Stromatolithe | | Schalenbruchstücke |
| | Aggregatkörner | | Crinoiden | | Lamellibranchiaten |
| | Pisoiden | | Bryozoen | | Brachiopoden |
| | Peloide | | Foraminiferen | | Pflanzenreste |

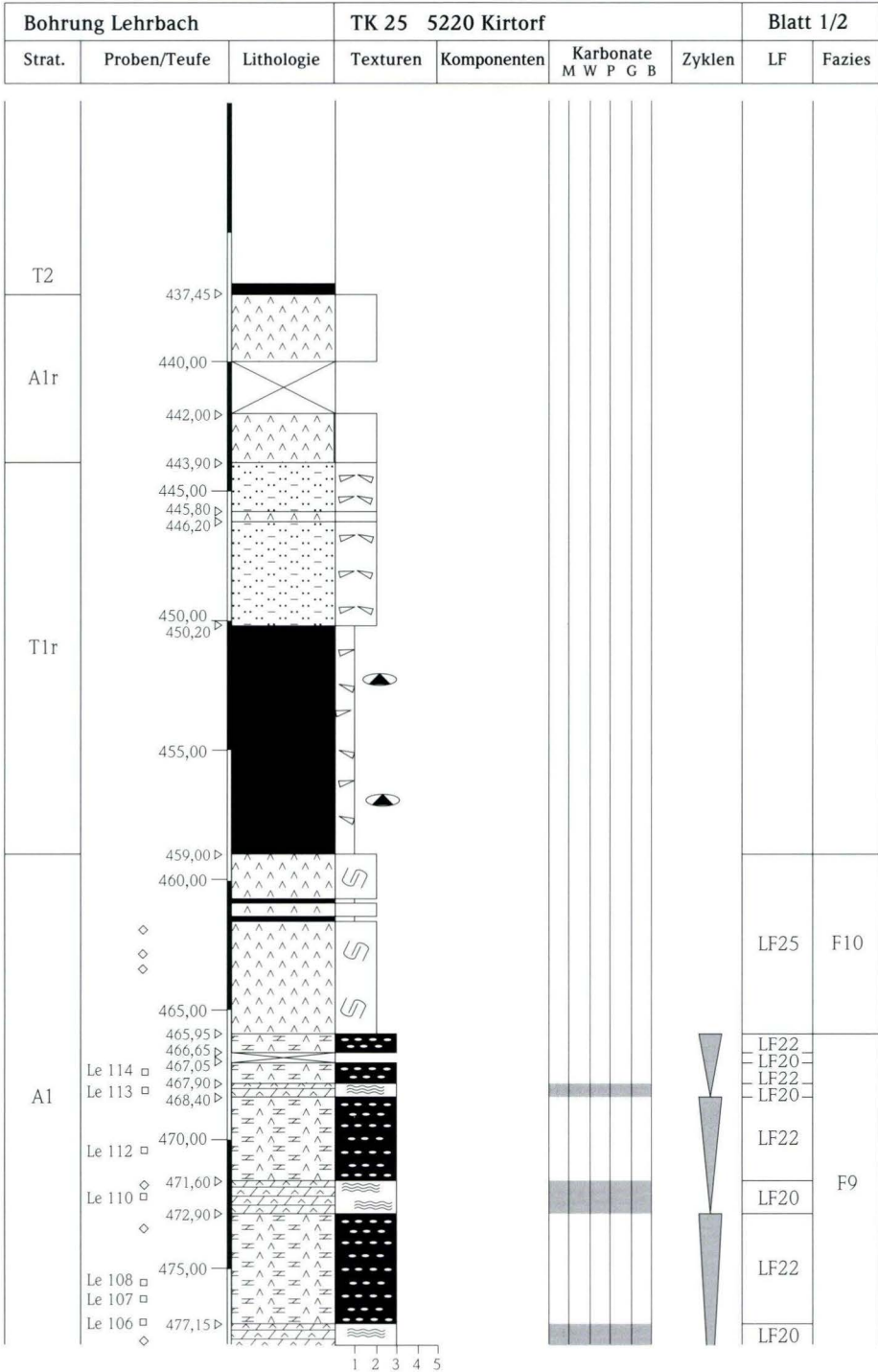
| Steinbruch Gräfenberg | | | TK 25 5921 Schöllkrippen | | | | Blatt 1/1 | |
|-----------------------|--------------|------------|--------------------------|-------------|------------------------|--------|-----------|--------|
| Strat. | Proben/Teufe | Lithologie | Texturen | Komponenten | Karbonate M W P G B | Zyklen | LF | Fazies |

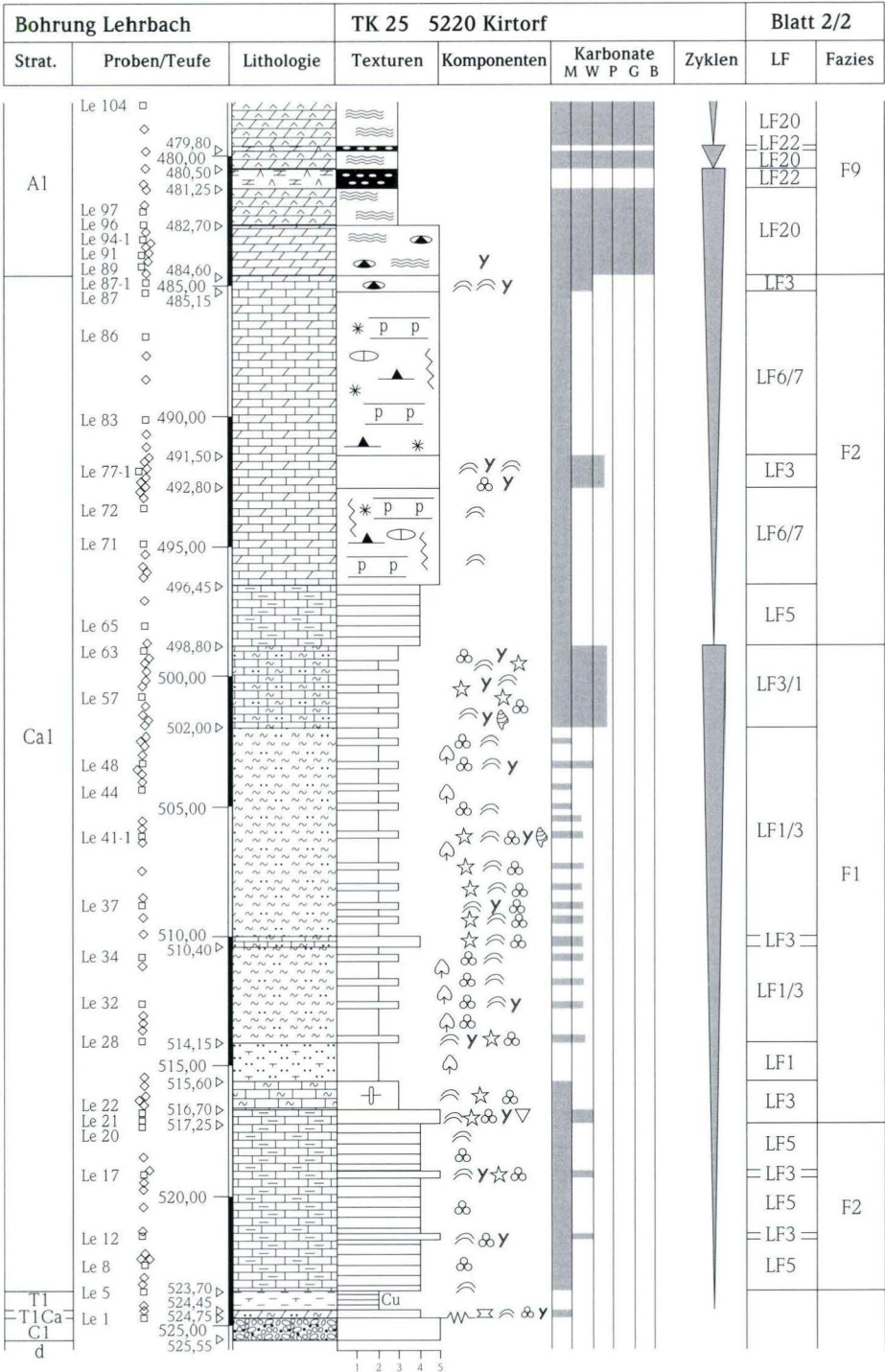
Profil-Darstellung nach: KOWALCZYK & PRÜFERT (1978b),
 KULICK & KOWALCZYK (1987), uminterpretiert.
 Oberer Profil-Teil ergänzt durch eigene Aufnahmen.

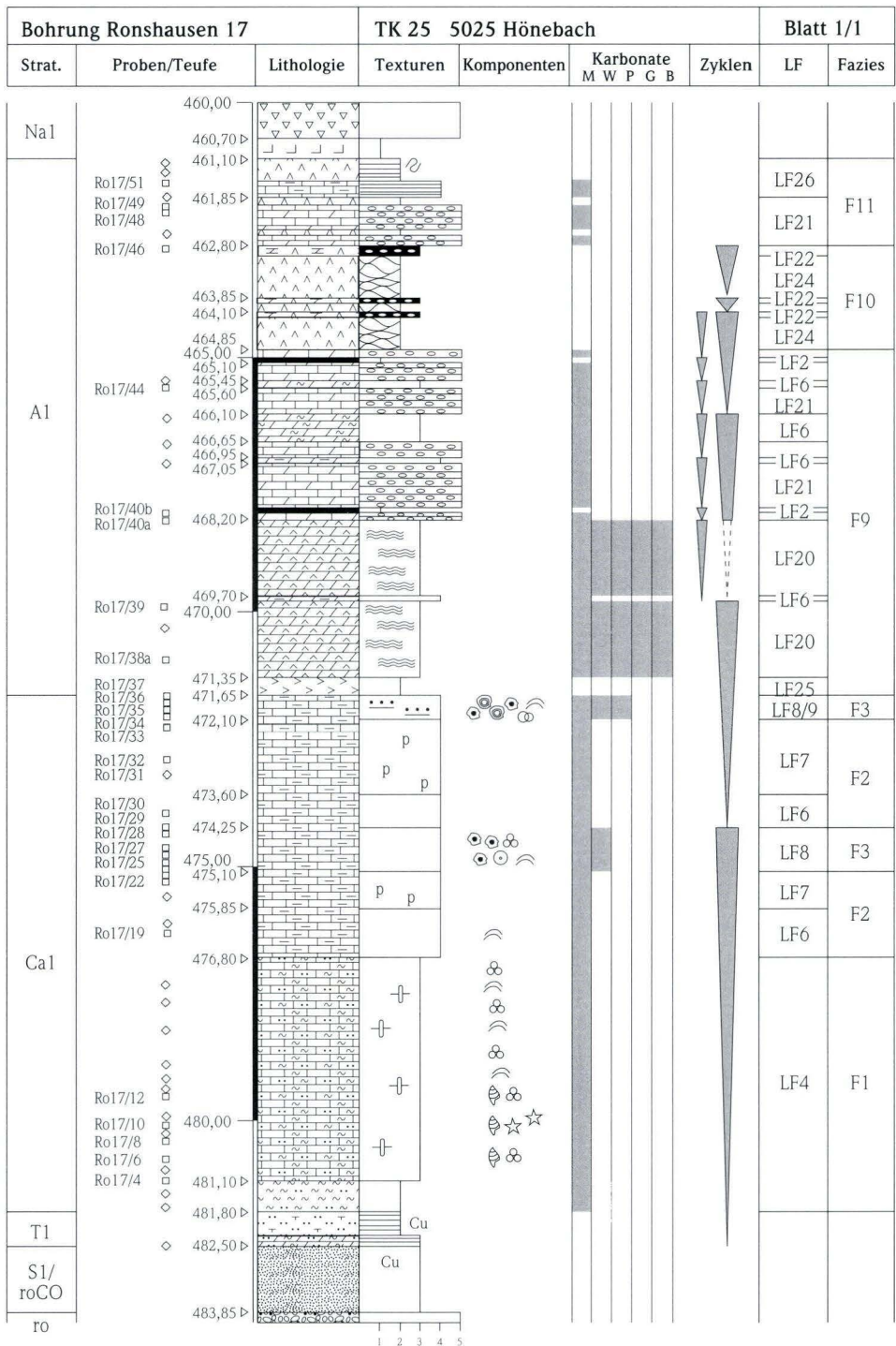


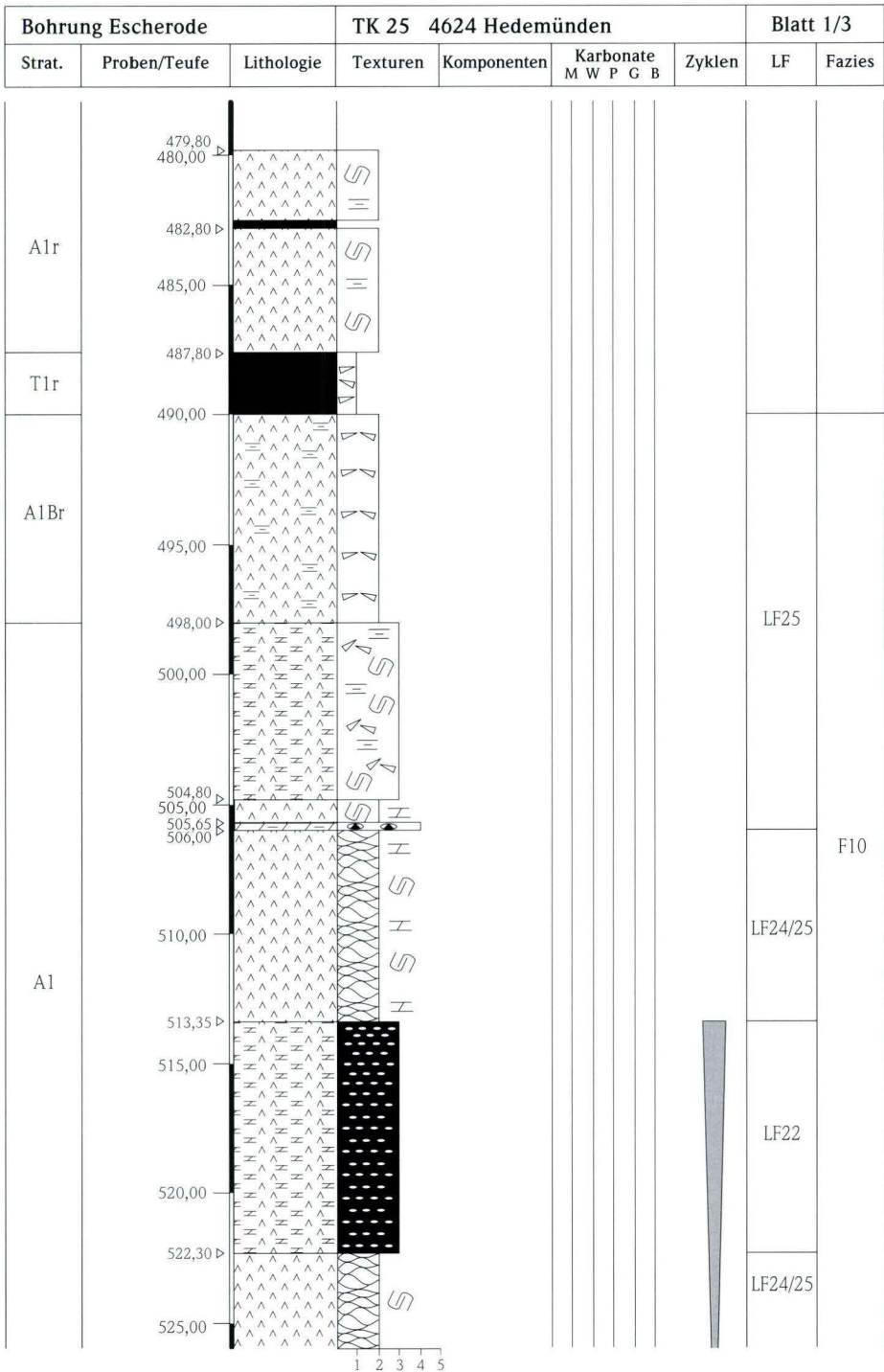




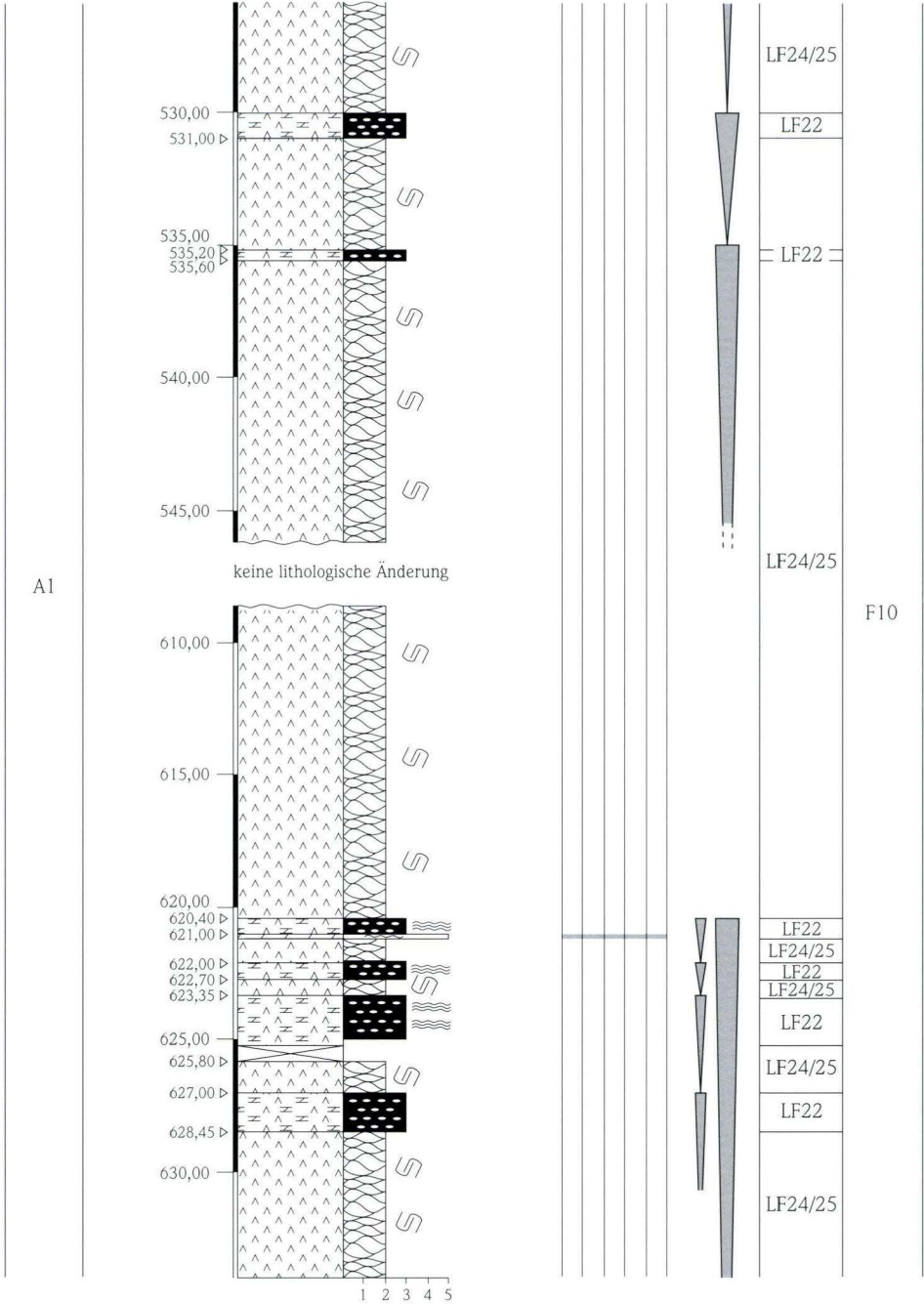


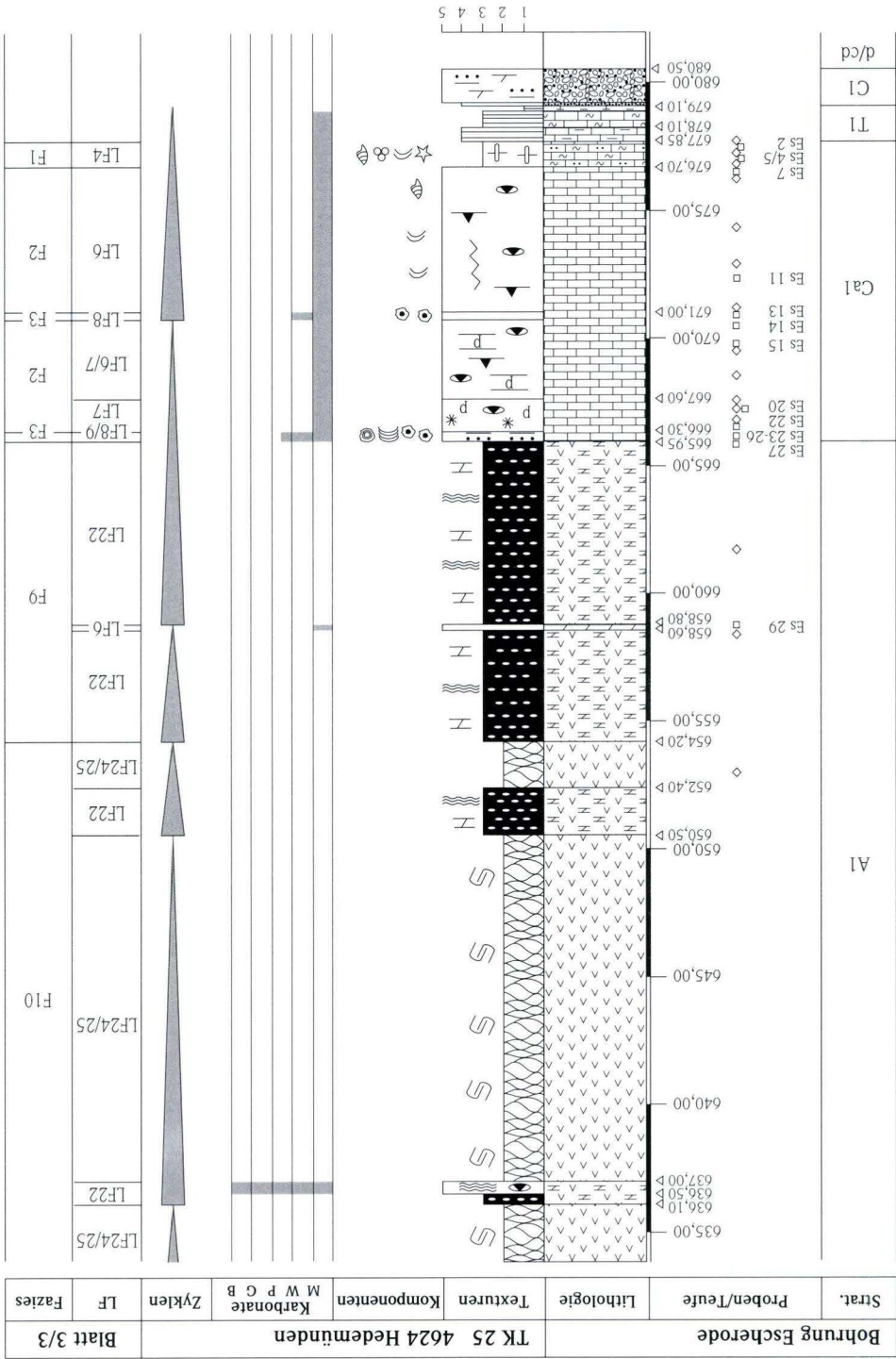


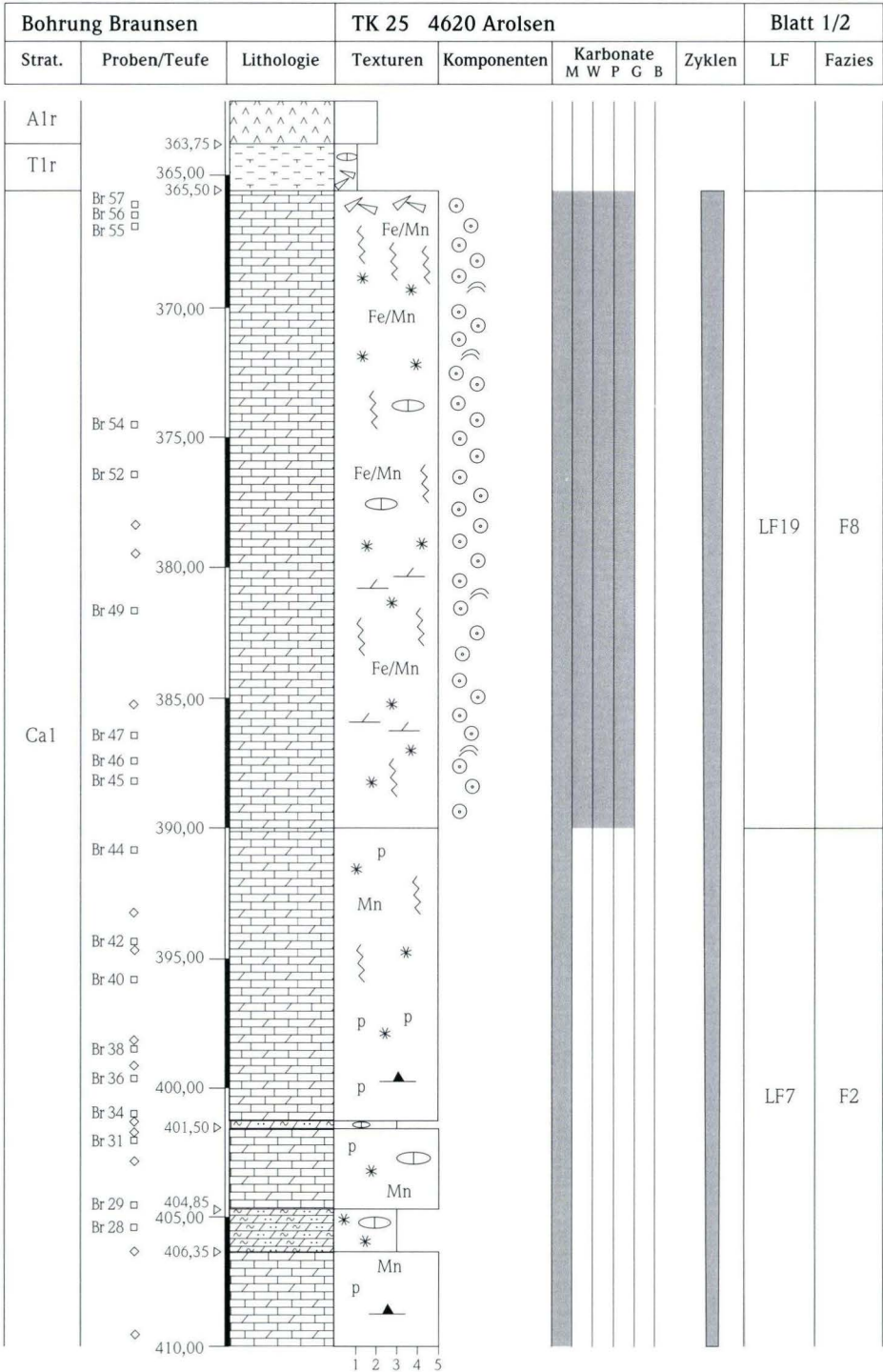


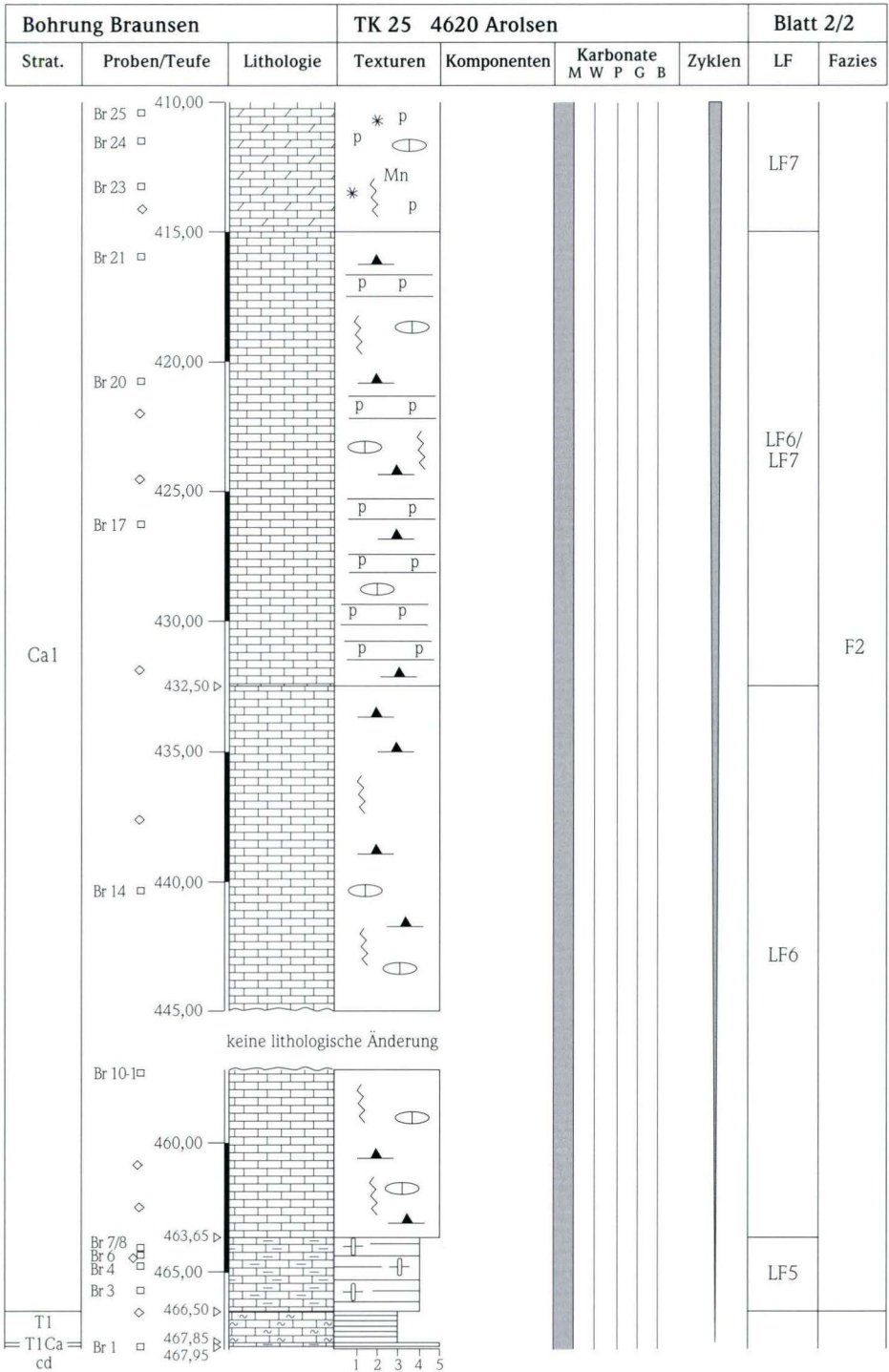


| Bohrung Escherode | | | TK 25 4624 Hedemünden | | | | Blatt 2/3 | |
|-------------------|--------------|------------|-----------------------|-------------|------------------------|--------|-----------|--------|
| Strat. | Proben/Teufe | Lithologie | Texturen | Komponenten | Karbonate M W P G B | Zyklen | LF | Fazies |









| Petrologie/ Lithologie | Bohrung/Spezies/ Profil | TK | R | H | Teufe (m) | Fe (%) | Mn (ppm) | Sr(ppm) | Ca (%) | Na(%) | N(CaCO ₃) | Ordnungs- grad |
|---------------------------|----------------------------|------|---------|---------|-----------|--------|----------|---------|--------|-------|-----------------------|-------------------|
| Dolomit-1 | Brg. Braunsen | 4620 | 3503320 | 5691210 | 405,40 | 0,48 | 5725 | 102 | 20,40 | 0,03 | 52,3 | 0,52 |
| Dolomit-1 | Brg. Gelnhaar | 5620 | 3510450 | 5579480 | 515,60 | - | - | - | - | - | - | - |
| Dolomit-1 | Brg. Gelnhaar | 5620 | 3510450 | 5579480 | 515,58 | 0,89 | 634 | 100 | 16,99 | 0,09 | 52,0 | 0,55 |
| Dolomit-1 | Brg. Gelnhaar | 5620 | 3510450 | 5579480 | 515,57 | - | - | - | - | - | - | - |
| Dolomit-1 | Brg. Gelnhaar | 5620 | 3510450 | 5579480 | 472,82 | 0,17 | 378 | 78 | 18,87 | 0,10 | 51,0 | 0,67 |
| Dolomit-1 | Brg. Gelnhaar | 5620 | 3510450 | 5579480 | 471,85 | 0,19 | 509 | 113 | 18,85 | 0,15 | 51,6 | 0,59 |
| Dolomit-1 | Brg. Gershausen | 5123 | 3538582 | 5633962 | 402,45 | 0,49 | 778 | 103 | 15,22 | 0,05 | 50,6 | 0,61 |
| Dolomit-1 | Brg. Lehrbach | 5220 | 3505700 | 5626770 | 494,87 | - | - | - | - | - | - | - |
| Dolomit-1 | Brg. Mörshausen | 4823 | 3543400 | 5663670 | 362,96 | - | - | - | - | - | - | - |
| Dolomit-1 | Brg. Mörshausen | 4823 | 3543400 | 5663670 | 362,95 | 0,72 | 261 | 101 | 14,47 | 0,14 | 52,0 | 0,52 |
| Dolomit-1 | Brg. Rohrbach | 5024 | 3550580 | 5641600 | 510,02 | 0,64 | 1896 | 552 | 16,96 | 0,07 | 51,0 | 0,53 |
| Dolomit-1 | Brg. Ronshausen 17 | 5025 | 3559630 | 5644380 | 467,25 | - | - | - | - | - | - | - |
| Dolomit-1 | Brg. Sterkelshausen | 4923 | 3543600 | 5652800 | 219,55 | - | - | - | - | - | - | - |
| Dolomit-1 | Brg. SR 8 | 5823 | 3544555 | 5561550 | 291,83 | 0,67 | 913 | 458 | 18,02 | 0,04 | 54,0 | 0,42 |
| Dolomit-1 | Brg. Ufhausen | 5225 | 3560720 | 5628532 | 1164,24 | 1,23 | 2305 | 706 | 19,23 | 0,05 | 55,0 | 0,32 |
| Dolomit-1 | Brg. Ufhausen | 5225 | 3560720 | 5628532 | 1163,15 | - | - | - | - | - | - | - |
| Dolomit-1 | Brg. Ützhausen | 5322 | 3535260 | 5612690 | 330,71 | 0,37 | 238 | 283 | 17,70 | 0,07 | 52,0 | 0,51 |
| Dolomit-1 | Brg. Wallersdorf | 5222 | 3533550 | 5624000 | 352,42 | 0,56 | 1885 | 3119 | 16,31 | 0,06 | 52,0 | 0,44 |
| Dolomit-1 | Brg. Wallersdorf | 5222 | 3533550 | 5624000 | 350,45 | 0,12 | 607 | 5814 | 17,98 | 0,05 | 50,3 | 0,48 |
| Dolomit-2 | Brg. Burgjoß | 5723 | 3536080 | 5565500 | 481,36 | 0,80 | 1596 | 100 | 17,92 | 0,05 | 51,6 | 0,42 |
| Dolomit-2 | Brg. Escherode | 4624 | 3552180 | 5687200 | 658,67 | 0,36 | 147 | 478 | 16,58 | 0,51 | 50,6 | 0,48 |
| Dolomit-2 | Brg. Gelnhaar | 5620 | 3510450 | 5579480 | 507,76 | 0,32 | 1245 | 84 | 17,52 | 0,06 | 50,6 | 0,54 |
| Dolomit-2 | Brg. Gelnhaar | 5620 | 3510450 | 5579480 | 500,42 | 0,38 | 507 | 98 | 17,79 | 0,06 | 51,3 | 0,53 |
| Dolomit-2 | Brg. Gelnhaar | 5620 | 3510450 | 5579480 | 477,77 | 0,38 | 704 | 77 | 18,50 | 0,05 | 54,0 | 0,48 |
| Dolomit-2 | Brg. Gelnhaar | 5620 | 3510450 | 5579480 | 475,71 | 0,16 | 504 | 87 | 17,63 | 0,08 | 51,3 | 0,60 |
| Dolomit-2 | Brg. Gelnhaar | 5620 | 3510450 | 5579480 | 471,91 | 0,18 | 503 | 92 | 18,77 | 0,12 | 50,3 | 0,53 |
| Dolomit-2 | Brg. Lüdersdorf | 5024 | 3551660 | 5647250 | 411,95 | 0,46 | 238 | 539 | 18,95 | 0,11 | 53,0 | 0,55 |
| Dolomit-2 | Brg. Ronshausen 17 | 5025 | 3559630 | 5644380 | 469,75 | 0,39 | 129 | 462 | 16,69 | 0,11 | 50,0 | 0,55 |

Fortsetzung Anhang 11.3: Dolomite – Elementgehalte, Stöchiometrie, Ordnungsgrad

| Petrologie/ Lithologie | Bohrung/Spezies/ Profil | TK | R | H | Teufe (m) | Fe (%) | Mn (ppm) | Sr(ppm) | Ca (%) | Na(%) | N(CaCO ₃) | Ordnungs- grad |
|---------------------------|----------------------------|------|---------|---------|----------------------------|--------|----------|---------|--------|-------|-----------------------|-------------------|
| Dolomit-2 | Brg. Ronshausen 17 | 5025 | 3559630 | 5644380 | 468,46 | 0,28 | 91 | 1204 | 19,29 | 0,10 | 51,0 | 0,69 |
| Dolomit-2 | Brg. Ronshausen 17 | 5025 | 3559630 | 5644380 | 468,34 | - | - | - | - | - | - | - |
| Dolomit-2 | Brg. Ronshausen 17 | 5025 | 3559630 | 5644380 | 468,34 | - | - | - | - | - | - | - |
| Dolomit-2 | Brg. Ronshausen 17 | 5025 | 3559630 | 5644380 | 468,33 | - | - | - | - | - | - | - |
| Dolomit-2 | Brg. Ronshausen 17 | 5025 | 3559630 | 5644380 | 462,94 | 0,25 | 133 | 1462 | 17,22 | 0,10 | 53,0 | 0,50 |
| Dolomit-2 | Brg. Lehrbach | 5220 | 3505700 | 5626770 | 477,15 | 0,27 | 1419 | 552 | 18,95 | 0,06 | 51,3 | 0,53 |
| Dolomit-3 | Brg. Wallersdorf | 5222 | 3533550 | 5624000 | 346,92 | 0,18 | 530 | 360 | 17,42 | 0,06 | 50,3 | 0,45 |
| Dolomit-3 | Aufschluss Aulendiebach | 5620 | 3505500 | 5576080 | 3 m u. GOK | 0,69 | 4909 | 47 | 18,68 | 0,05 | 51,3 | 0,56 |
| Dolomit-3 | Aufschluss Aulendiebach | 5620 | 3505500 | 5576080 | 0,5 m u. GOK | 0,69 | 5570 | 58 | 21,02 | 0,04 | 51,3 | 0,68 |
| Dolomit-3 | Brg. Burgjoß | 5723 | 3536080 | 5565500 | 472,65 | 2,20 | 5520 | 131 | 19,00 | 0,02 | 51,3 | 0,33 |
| Dolomit-3 | Aufschluss Hufgard | 5921 | 3515500 | 5544150 | Basis Ca1 | - | - | - | - | - | - | - |
| Dolomit-3 | Aufschluss Gräfenberg | 5921 | 3516440 | 5543800 | 1,5 m ü. Basis I. Sohle | 1,38 | 12330 | 27 | 17,80 | 0,03 | 52,0 | 0,56 |
| Satteldolomit | Aufschluss Aulendiebach | 5620 | 3505500 | 5576080 | 3 m u. GOK | 0,80 | 4760 | 47 | 19,60 | 0,05 | - | - |
| Satteldolomit | Bohrung RN 9 | 5823 | 3537310 | 5561530 | 479,85 | - | - | - | - | - | - | - |
| Satteldolomit | Brg. Lehrbach | 5220 | 3505700 | 5626770 | 494,90 | - | - | - | - | - | - | - |
| Satteldolomit | Brg. Burgjoß | 5723 | 3536080 | 5565500 | 472,66 | 2,24 | 5066 | 76 | 19,04 | 0,02 | - | - |

| Petrologie/Lithologie | Bohrung/Spezies/Profil | TK | R | H | Teufe (m) | $\delta^{18}\text{O}$ | $\delta^{13}\text{C}$ |
|-----------------------|------------------------|------|---------|---------|-----------|-----------------------|-----------------------|
| Dolomit-1 | Brg. Braunsen | 4620 | 3503320 | 5691210 | 405,40 | -1,99 | 4,84 |
| Dolomit-1 | Brg. Gelnhaar | 5620 | 3510450 | 5579480 | 515,60 | -0,62 | 5,14 |
| Dolomit-1 | Brg. Gelnhaar | 5620 | 3510450 | 5579480 | 515,58 | -1,19 | 4,73 |
| Dolomit-1 | Brg. Gelnhaar | 5620 | 3510450 | 5579480 | 515,57 | -0,39 | 5,26 |
| Dolomit-1 | Brg. Gelnhaar | 5620 | 3510450 | 5579480 | 472,82 | -1,97 | 4,40 |
| Dolomit-1 | Brg. Gelnhaar | 5620 | 3510450 | 5579480 | 471,85 | -1,02 | 3,73 |
| Dolomit-1 | Brg. Gershausen | 5123 | 3538582 | 5633962 | 402,45 | 1,29 | 5,26 |
| Dolomit-1 | Brg. Lehrbach | 5220 | 3505700 | 5626770 | 494,87 | -1,69 | 4,86 |
| Dolomit-1 | Brg. Mörshausen | 4823 | 3543400 | 5663670 | 362,96 | -0,34 | 3,82 |
| Dolomit-1 | Brg. Mörshausen | 4823 | 3543400 | 5663670 | 362,95 | -0,97 | 3,97 |
| Dolomit-1 | Brg. Rohrbach | 5024 | 3550580 | 5641600 | 510,02 | 1,52 | 5,49 |
| Dolomit-1 | Brg. Ronshausen 17* | 5025 | 3559630 | 5644380 | 467,25 | 0,00 | 5,63 |
| Dolomit-1 | Brg. Sterkelshausen | 4923 | 3543600 | 5652800 | 219,55 | -2,43 | 4,94 |
| Dolomit-1 | Brg. SR 8 | 5823 | 3544555 | 5561550 | 291,83 | -0,75 | 5,73 |
| Dolomit-1 | Brg. Ufhausen | 5225 | 3560720 | 5628532 | 1164,24 | -1,93 | 3,88 |
| Dolomit-1 | Brg. Ufhausen | 5225 | 3560720 | 5628532 | 1163,15 | -1,72 | 5,00 |
| Dolomit-1 | Brg. Ützhausen | 5322 | 3535260 | 5612690 | 330,71 | -1,09 | 2,54 |
| Dolomit-1 | Brg. Wallersdorf | 5222 | 3533550 | 5624000 | 352,42 | -0,13 | 4,44 |
| Dolomit-1 | Brg. Wallersdorf | 5222 | 3533550 | 5624000 | 350,45 | -1,01 | 4,94 |
| Dolomit-2 | Brg. Burgjoß | 5723 | 3536080 | 5565500 | 481,36 | 1,82 | 5,77 |
| Dolomit-2 | Brg. Escherode | 4624 | 3552180 | 5687200 | 658,67 | 3,44 | 4,27 |
| Dolomit-2 | Brg. Gelnhaar | 5620 | 3510450 | 5579480 | 507,76 | 0,77 | 6,10 |
| Dolomit-2 | Brg. Gelnhaar | 5620 | 3510450 | 5579480 | 500,42 | 1,51 | 6,25 |
| Dolomit-2 | Brg. Gelnhaar | 5620 | 3510450 | 5579480 | 477,77 | -0,82 | 6,12 |
| Dolomit-2 | Brg. Gelnhaar | 5620 | 3510450 | 5579480 | 475,71 | 1,95 | 6,14 |
| Dolomit-2 | Brg. Gelnhaar | 5620 | 3510450 | 5579480 | 471,91 | 2,19 | 5,86 |
| Dolomit-2 | Brg. Lüdersdorf | 5024 | 3551660 | 5647250 | 411,95 | 1,45 | 4,32 |
| Dolomit-2 | Brg. Ronshausen 17 | 5025 | 3559630 | 5644380 | 469,75 | 2,63 | 5,38 |
| Dolomit-2 | Brg. Ronshausen 17 | 5025 | 3559630 | 5644380 | 468,46 | 2,69 | 5,29 |
| Dolomit-2 | Brg. Ronshausen 17 | 5025 | 3559630 | 5644380 | 468,34 | 2,87 | 5,27 |

Fortsetzung Anhang 11.4: Stabile Sauerstoff- und Kohlenstoff-Isotope

| Petrologie/Lithologie | Bohrung/Spezies/Profil | TK | R | H | Teufe (m) | $\delta^{18}\text{O}$ | $\delta^{13}\text{C}$ |
|-------------------------|-------------------------|------|---------|---------|----------------------------|-----------------------|-----------------------|
| Dolomit-2 | Brg. Ronshausen 17 | 5025 | 3559630 | 5644380 | 468,34 | 2,05 | 4,96 |
| Dolomit-2 | Brg. Ronshausen 17 | 5025 | 3559630 | 5644380 | 468,33 | 2,51 | 5,18 |
| Dolomit-2 | Brg. Ronshausen 17 | 5025 | 3559630 | 5644380 | 462,94 | 3,25 | 3,42 |
| Dolomit-2 | Brg. Lehrbach | 5220 | 3505700 | 5626770 | 477,15 | 0,16 | 6,29 |
| Dolomit-3 | Brg. Wallersdorf | 5222 | 3533550 | 5624000 | 346,92 | 0,33 | 5,59 |
| Dolomit-3 | Aufschluss Aulendiebach | 5620 | 3505500 | 5576080 | 3 m u. GOK | -8,21 | 4,58 |
| Dolomit-3 | Aufschluss Aulendiebach | 5620 | 3505500 | 5576080 | 0,5 m u. GOK | -7,86 | 2,47 |
| Dolomit-3 | Brg. Burgjoß | 5723 | 3536080 | 5565500 | 472,65 | -3,66 | 5,17 |
| Dolomit-3 | Aufschluss Hufgard | 5921 | 3515500 | 5544150 | Basis Ca I | -7,79 | 5,76 |
| Dolomit-3 | Aufschluss Gräfenberg | 5921 | 3516440 | 5543800 | 1,5 m ü. Basis I. Sohle | -7,76 | 5,31 |
| Satteldolomit | Aufschluss Aulendiebach | 5620 | 3505500 | 5576080 | 3 m u. GOK | -8,50 | 5,35 |
| Satteldolomit | Bohrung RN 9 | 5823 | 3537310 | 5561530 | 479,85 | -9,32 | 3,55 |
| Satteldolomit | Brg. Lehrbach | 5220 | 3505700 | 5626770 | 494,90 | -7,21 | 2,64 |
| Satteldolomit | Brg. Burgjoß | 5723 | 3536080 | 5565500 | 472,66 | -5,74 | 5,13 |
| Kalksteine Beckenfazies | Brg. Braunsen | 4620 | 3503320 | 5691210 | 420,66 | -5,26 | 4,41 |
| Kalksteine Beckenfazies | Brg. Kleba | 5123 | 3541510 | 5631150 | 460,25 | -4,33 | 5,04 |
| Kalksteine Beckenfazies | Brg. Kleba | 5123 | 3541510 | 5631150 | 458,07 | -3,43 | 4,75 |
| Kalksteine Beckenfazies | Brg. Küchen | 4823 | 3557910 | 5673110 | 512,01 | -4,03 | 5,10 |
| Kalksteine Beckenfazies | Brg. Küchen | 4823 | 3557910 | 5673110 | 505,87 | -5,28 | 5,19 |
| Kalksteine Beckenfazies | Brg. Ronshausen 17 | 5025 | 3559630 | 5644380 | 476,26 | -3,45 | 4,87 |
| Kalksteine Beckenfazies | Brg. Ronshausen 17 | 5025 | 3559630 | 5644380 | 472,84 | -4,44 | 4,40 |
| Kalksteine Beckenfazies | Brg. Ronshausen 17 | 5025 | 3559630 | 5644380 | 472,83 | -4,43 | 4,38 |
| Kalksteine Beckenfazies | Brg. Ronshausen 17 | 5025 | 3559630 | 5644380 | 472,82 | -4,25 | 4,54 |
| Kalksteine Beckenfazies | Brg. Ronshausen 17 | 5025 | 3559630 | 5644380 | 472,80 | -4,03 | 4,67 |
| Kalksteine Beckenfazies | Brg. Ronshausen 17 | 5025 | 3559630 | 5644380 | 474,75 | -3,44 | 4,57 |
| Kalksteine Beckenfazies | Brg. Ronshausen 17 | 5025 | 3559630 | 5644380 | 474,68 | -3,71 | 4,76 |

| Petrologie/Lithologie | Bohrung/Spezies/Profil | TK | R | H | Teufe (m) | $\delta^{18}\text{O}$ | $\delta^{13}\text{C}$ |
|----------------------------|------------------------|------|---------|---------|---------------|-----------------------|-----------------------|
| Kalksteine Beckenfazies | Brg. Ronshausen 17 | 5025 | 3559630 | 5644380 | 471,88 | -3,97 | 4,38 |
| Kalksteine Beckenfazies | Brg. Ronshausen 17 | 5025 | 3559630 | 5644380 | 465,60 | -4,59 | 5,25 |
| Kalksteine Beckenfazies | Brg. Ronshausen 17 | 5025 | 3559630 | 5644380 | 461,52 | -5,03 | 3,55 |
| Kalksteine Beckenfazies | Brg. Wallersdorf | 5222 | 3533550 | 5624000 | 352,34 | -4,01 | 2,50 |
| Kalksteine Randfazies | Brg. A92/B5 | 4718 | 3487670 | 5677210 | 29,92 | -3,85 | 3,24 |
| Kalksteine Randfazies | Brg. A92/B5 | 4718 | 3487670 | 5677210 | 13,76 | -3,58 | 4,66 |
| Kalksteine Randfazies | Brg. A92/B5 | 4718 | 3487670 | 5677210 | 7,96 | -5,04 | 1,82 |
| Kalksteine Randfazies | Brg. A92/B4 | 4718 | 3487860 | 5674320 | 3,98 | -4,06 | 3,58 |
| Kalksteine Randfazies | Brg. A95/B2 | 4718 | 3486985 | 5682735 | 5,13 | -3,96 | 3,81 |
| Kalksteine Randfazies | Brg. Braunsen | 4620 | 3503320 | 5691210 | 390,84 | -4,38 | 4,82 |
| Kalksteine Randfazies | Brg. Braunsen | 4620 | 3503320 | 5691210 | 374,61 | -4,11 | 4,69 |
| Kalksteine Randfazies | Brg. Nordenbeck 1 | 4719 | 3489260 | 5680360 | 82,03 | -6,21 | 2,69 |
| Kalksteine Randfazies | Aufschluss Eisenberg | 4718 | 3488120 | 5678800 | 2,30 m u. GOK | -5,05 | 2,99 |
| Kalksteine Randfazies | Brg. EAU-B6 | 4718 | 3487920 | 5679000 | 9,65 | -4,43 | 0,33 |
| Kalksteine Randfazies | Brg. A95/B1 | 4718 | 3487115 | 5683270 | 7,45 | -3,61 | 2,87 |
| Kalksteine Randfazies | Brg. A95/B1 | 4718 | 3487115 | 5683270 | 8,55 | -1,72 | 3,84 |
| Kalksteine Randfazies | Brg. A95/B1 | 4718 | 3487115 | 5683270 | 9,37 | -3,01 | 3,20 |
| Kalksteine Randfazies | Brg. A95/B1 | 4718 | 3487115 | 5683270 | 10,05 | -4,71 | 0,34 |
| Kalksteine Randfazies | Brg. A95/B1 | 4718 | 3487115 | 5683270 | 10,15 | -4,84 | -1,02 |
| Fein zonierter Blockzement | Brg. Braunsen | 4620 | 3503320 | 5691210 | 413,43 | -8,56 | 2,68 |
| Fein zonierter Blockzement | Brg. Braunsen | 4620 | 3503320 | 5691210 | 413,42 | -7,71 | 3,46 |
| Fein zonierter Blockzement | Brg. Braunsen | 4620 | 3503320 | 5691210 | 405,40 | -8,39 | 3,15 |
| Fein zonierter Blockzement | Brg. Braunsen | 4620 | 3503320 | 5691210 | 404,78 | -8,88 | 2,57 |
| Fein zonierter Blockzement | Brg. Braunsen | 4620 | 3503320 | 5691210 | 366,00 | -8,27 | 2,86 |
| Nicht lumin. Blockzement | Brg. Braunsen | 4620 | 3503320 | 5691210 | 366,00 | -9,26 | 2,46 |
| Nicht lumin. Blockzement | Brg. Braunsen | 4620 | 3503320 | 5691210 | 366,00 | -8,44 | 2,83 |
| Nicht lumin. Blockzement | Brg. A95/B1 | 4718 | 3487115 | 5683270 | 8,54 | -4,74 | -1,33 |
| Nicht lumin. Blockzement | Brg. A95/B1 | 4718 | 3487115 | 5683270 | 8,53 | -5,97 | -3,53 |
| Grob zonierter Blockzement | Brg. A95/B2 | 4718 | 3486985 | 5682735 | 5,12 | -6,16 | -4,22 |
| Grob zonierter Blockzement | Brg. EAU/B6 | 4718 | 3487920 | 5679000 | 9,67 | -7,18 | -8,17 |

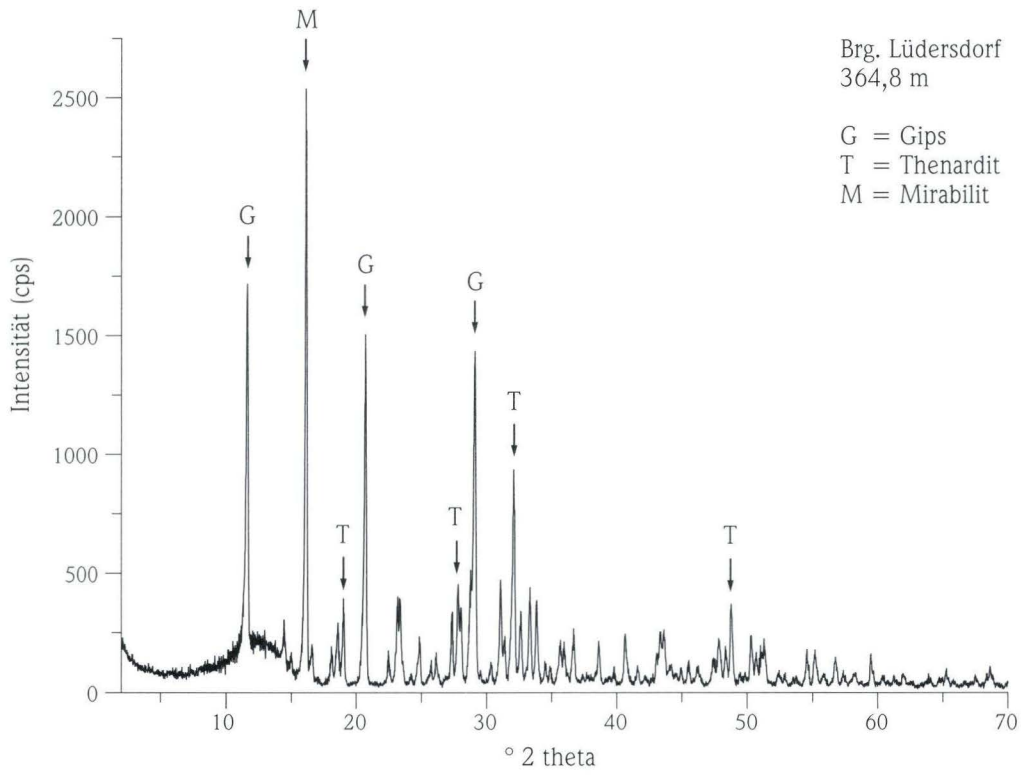
Fortsetzung Anhang 11.4: Stabile Sauerstoff- und Kohlenstoff-Isotope

| Petrologie/Lithologie | Bohrung/Spezies/Profil | TK | R | H | Teufe (m) | $\delta^{18}\text{O}$ | $\delta^{13}\text{C}$ |
|---------------------------|---|------|---------|---------|--------------------------------|-----------------------|-----------------------|
| Grob zonierte Blockzement | Korbacher Spalte | 4719 | 3491760 | 5680800 | | -7,37 | -4,80 |
| Grob zonierte Blockzement | Korbacher Spalte | 4719 | 3491760 | 5680800 | | -7,44 | -5,66 |
| Grob zonierte Blockzement | Aufschluss Bleichenbach | 5620 | 3502600 | 5576300 | 4,5 m u. GOK | -4,40 | -4,81 |
| Grob zonierte Blockzement | Aufschluss Bleichenbach | 5620 | 3502600 | 5576300 | 5,5 m u. GOK | -5,39 | -5,74 |
| Brachiopoden | <i>Horridonia horrida</i> (SOWERBY) | 5720 | 3510200 | 5567950 | | -2,21 | 4,26 |
| Brachiopoden | <i>Horridonia horrida</i> (SOWERBY) | 5720 | 3510200 | 5567950 | | -2,45 | 2,97 |
| Brachiopoden | <i>Horridonia horrida</i> (SOWERBY) | 5720 | 3510150 | 5567920 | | -1,86 | 3,20 |
| Brachiopoden | <i>Horridonia horrida</i> (SOWERBY) | 4725 | 3565640 | 5567600 | | -3,67 | 2,47 |
| Brachiopoden | <i>Stenocisma schlotheimi</i> (BUCH) | 5720 | 3508700 | 5569100 | | -0,46 | 5,20 |
| Brachiopoden | <i>Stenocisma humbletonensis</i> (HOWSE) | 4925 | 3560760 | 5656660 | | -2,24 | 2,71 |
| Brachiopoden | <i>Craspedalostia lamellosa</i> (GEINITZ) | 4719 | 3491900 | 5675660 | | -3,23 | 3,74 |
| Brachiopoden | <i>Strophalosia morristiana</i> (KING) | 5720 | 3508700 | 5569100 | | -4,25 | 0,24 |
| Brachiopoden | <i>Strophalosia</i> sp. | | | | Erzberg bei Pößneck, Thüringen | -2,90 | 5,05 |
| Brachiopoden | <i>Strophalosia</i> sp. | | | | Erzberg bei Pößneck, Thüringen | -3,18 | 5,63 |
| Brachiopoden | <i>Dielasma elongata</i> (SCHLOTH.) | | | | Tunstall Hills, England | -4,70 | 4,42 |
| Korbacher Spalte | Vertikal-Profil | 4719 | 3491760 | 5680800 | Nullpunkt-Nord (NPN) | -3,45 | 4,70 |
| Korbacher Spalte | Vertikal-Profil | 4719 | 3491760 | 5680800 | Nullpunkt-Nord (NPN) | -3,83 | 3,96 |
| Korbacher Spalte | Vertikal-Profil | 4719 | 3491760 | 5680800 | 1,5 m über NPN | -2,09 | 5,17 |
| Korbacher Spalte | Vertikal-Profil | 4719 | 3491760 | 5680800 | 3 m über NPN | -2,21 | 5,08 |
| Korbacher Spalte | Vertikal-Profil | 4719 | 3491760 | 5680800 | 4,5 m über NPN | -2,36 | 4,85 |
| Korbacher Spalte | Vertikal-Profil | 4719 | 3491760 | 5680800 | 6 m über NPN | -3,19 | 3,60 |
| Korbacher Spalte | Vertikal-Profil | 4719 | 3491760 | 5680800 | 7,5 m über NPN | -2,30 | 4,02 |
| Korbacher Spalte | Vertikal-Profil | 4719 | 3491760 | 5680800 | 9 m über NPN | -3,45 | 2,84 |
| Korbacher Spalte | Vertikal-Profil | 4719 | 3491760 | 5680800 | 10,5 m über NPN | -3,14 | 3,20 |
| Korbacher Spalte | Vertikal-Profil | 4719 | 3491760 | 5680800 | 12 m über NPN | -2,74 | 2,48 |
| Korbacher Spalte | Vertikal-Profil | 4719 | 3491760 | 5680800 | 13,5 m über NPN | -4,48 | 1,31 |
| Korbacher Spalte | Vertikal-Profil | 4719 | 3491760 | 5680800 | 14,5 m über NPN | -6,34 | -6,77 |

| Petrologie/Lithologie | Bohrung/Spezies/Profil | TK | R | H | Teufe (m) | $\delta^{18}\text{O}$ | $\delta^{13}\text{C}$ |
|-----------------------|---------------------------|------|---------|---------|---------------------|-----------------------|-----------------------|
| Korbacher Spalte | Horizontal-Profil, Norden | 4719 | 3491760 | 5680800 | 3 m nördlich NPN | -1,86 | 5,38 |
| Korbacher Spalte | Horizontal-Profil, Norden | 4719 | 3491760 | 5680800 | 6 m nördlich NPN | -1,13 | 5,77 |
| Korbacher Spalte | Horizontal-Profil, Norden | 4719 | 3491760 | 5680800 | 9 m nördlich NPN | -1,17 | 5,98 |
| Korbacher Spalte | Horizontal-Profil, Norden | 4719 | 3491760 | 5680800 | 15 m nördlich NPN | -1,45 | 5,66 |
| Korbacher Spalte | Horizontal-Profil, Süden | 4719 | 3491760 | 5680800 | Nullpunkt-Süd (NPS) | -4,19 | 4,14 |
| Korbacher Spalte | Horizontal-Profil, Süden | 4719 | 3491760 | 5680800 | 3 m südlich NPS | -1,58 | 5,75 |
| Korbacher Spalte | Horizontal-Profil, Süden | 4719 | 3491760 | 5680800 | 5,8 m südlich NPS | -1,32 | 5,85 |
| Korbacher Spalte | Horizontal-Profil, Süden | 4719 | 3491760 | 5680800 | 9,5 m südlich NPS | -1,70 | 5,79 |
| Korbacher Spalte | Horizontal-Profil, Süden | 4719 | 3491760 | 5680800 | 14,5 m südlich NPS | -1,40 | 5,69 |
| Korbacher Spalte | Spaltenmaterial | 4719 | 3491760 | 5680800 | Probe 1 | -2,23 | 2,31 |
| Korbacher Spalte | Spaltenmaterial | 4719 | 3491760 | 5680800 | Probe 2 | -5,28 | -1,73 |

* Analysenwert aus REBELLE (1986)

Anhang 11.5: Röntgendiffraktometrie an Sulfaten

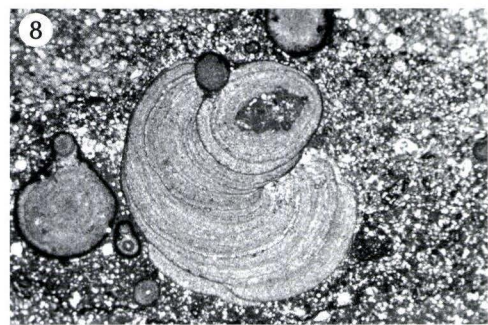
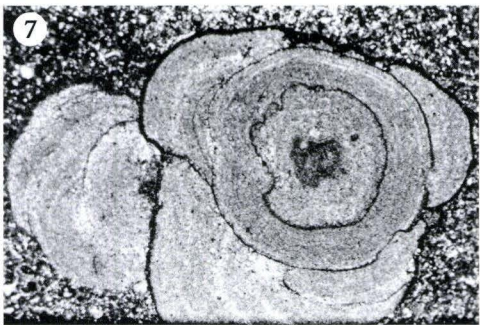
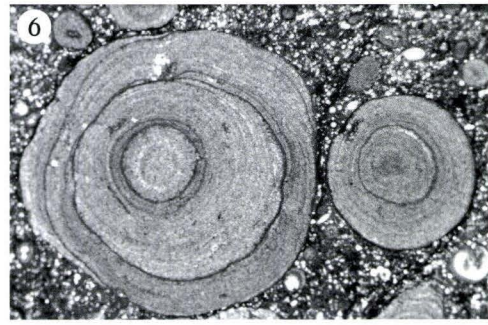
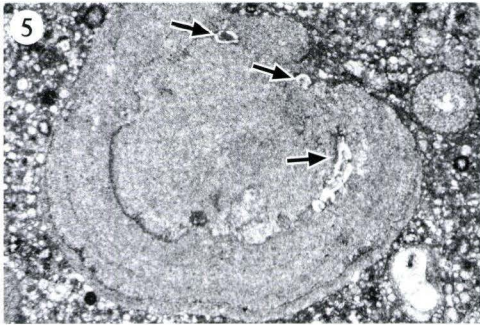
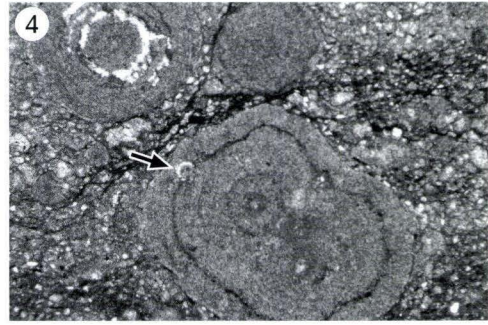
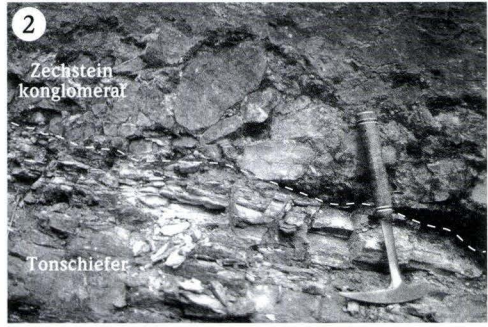
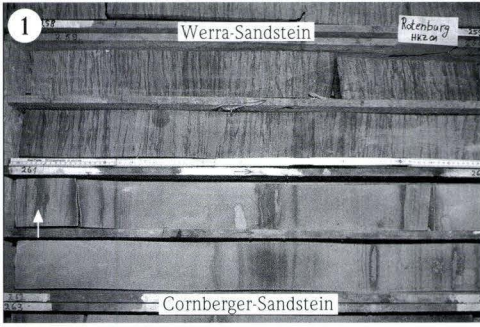


12. Fototafeln

Tafel 1

Lithofazies im Liegenden des Ca1 und Komponenten-Typen

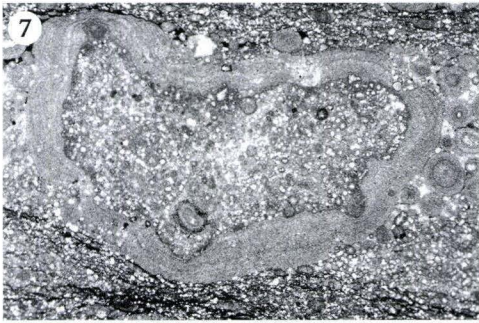
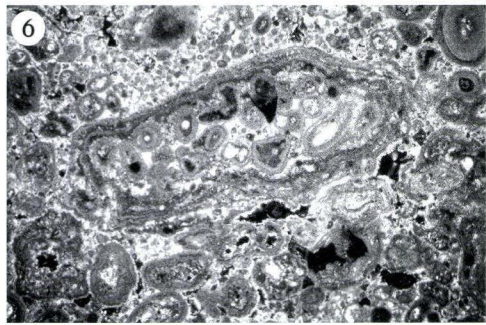
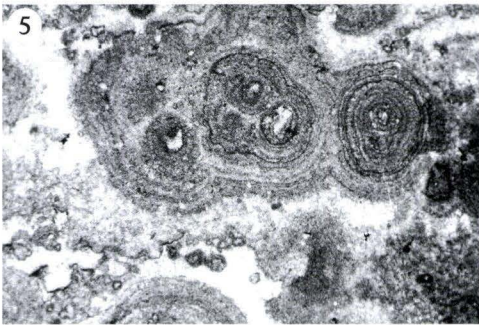
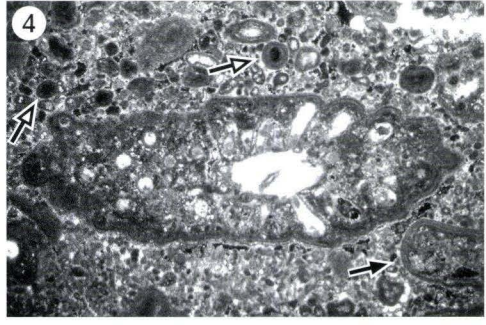
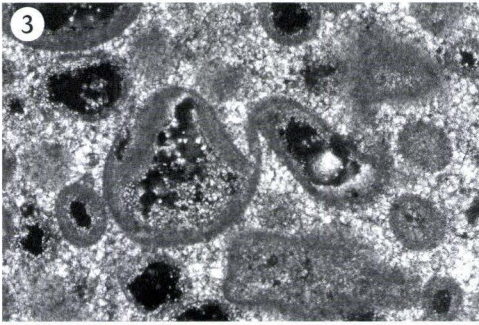
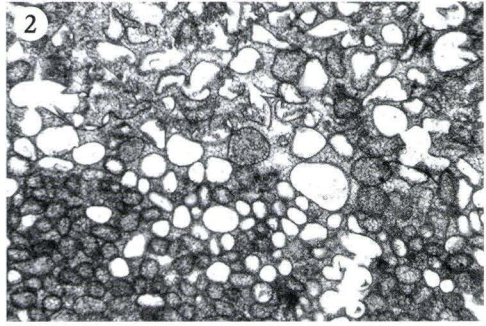
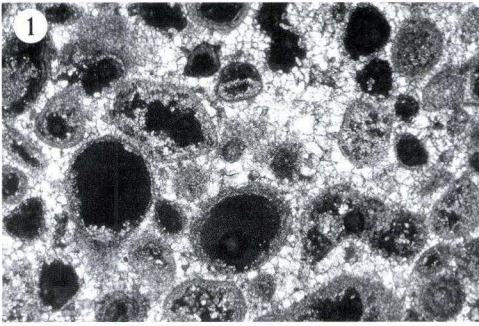
- Fig. 1** Cornberger Sandstein und darüber ab 261,05 m (Pfeil) Werra-Sandstein.
- Bohrung Rotenburg HKZ 01, TK 4924 Seifertshausen, Teufe 259,0 bis 263,0 m.
- Fig. 2** Zechsteinkonglomerat über oberdevonischen Tonschiefern. Zechstein-Sequenzgrenze-1 (ZSB1) entspricht der gestrichelten Linie.
- Ehemaliger Steinbruch am Adamsberg bei Oberellenbach, TK 4923 Altmorschen.
- Fig. 3** Kupferschiefer und Zechsteinkalk über verstellten oberdevonischen Grauwacken (gestrichelte Linie = Zechstein-Sequenzgrenze-1, ZSB1).
- Steinbruch Schafhof, Höllental bei Frankershausen, TK 4725 Bad Sooden-Allendorf.
- Fig. 4** Onkoid Typ-1 mit dunkel abgesetzter Lage (micritic envelope) und darauf aufsitzender inkrustierender Foraminifere (Pfeil). LF8 - Onkoid-Wackestones.
- Bohrung Ufhausen 1, TK 5225 Geisa, Teufe = 1169,77 m, Bildbreite = 3,7 mm, Nicols parallel.
- Fig. 5** Onkoid Typ-1 mit dunkel abgesetzter Lage (micritic envelope) und mehreren darauf aufsitzenden inkrustierenden Foraminiferen (Pfeile). LF8 - Onkoid-Wackestones.
- Bohrung Ufhausen 1, TK 5225 Geisa, Teufe = 1164,75 m, Bildbreite = 3,7 mm, Nicols parallel.
- Fig. 6** Onkoid Typ-1 mit einseitiger Anlagerung von neuen Hüllen. LF8 - Onkoid-Wackestones.
- Bohrung Reckrod 2, TK 5224 Eiterfeld, Teufe = 726,25 m, Bildbreite = 7,25 mm, Nicols parallel.
- Fig. 7** Onkoid Typ-2, der aus einem Typ-1 Onkoid durch neuerliche Umkrustung hervorgeht, wobei verschiedene Anlagerungsrichtungen vorhanden sind. LF8 - Onkoid-Wackestones.
- Bohrung Ufhausen 1, TK 5225 Geisa, Teufe = 1164,70 m, Bildbreite = 7,25 mm, Nicols parallel.
- Fig. 8** Onkoid Typ-2 mit Übergang zu einseitigem, stromatolithischen Wachstum. Die Komponente ist umgelagert, da von einer primären, nahezu senkrecht nach oben gerichteten Anlagerung auszugehen ist. LF8 - Onkoid-Wackestones.
- Bohrung Reckrod 2, TK 5224 Eiterfeld, Teufe = 726,23 m, Bildbreite = 7,25 mm, Nicols parallel.



Tafel 2

Komponenten-Typen

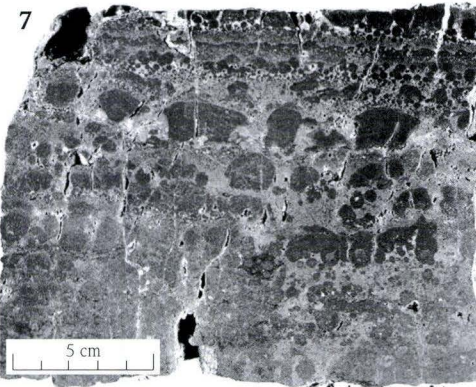
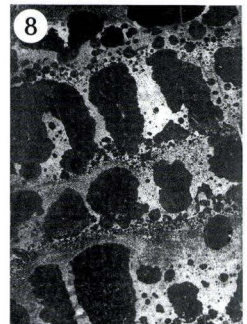
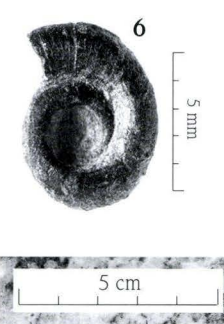
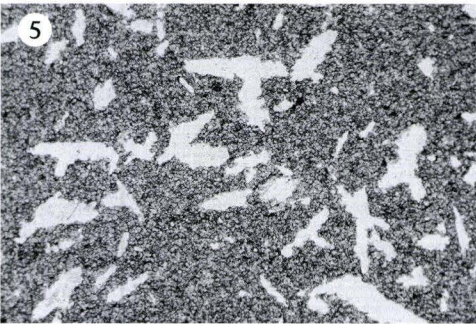
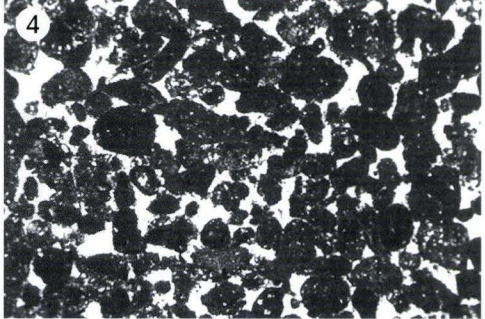
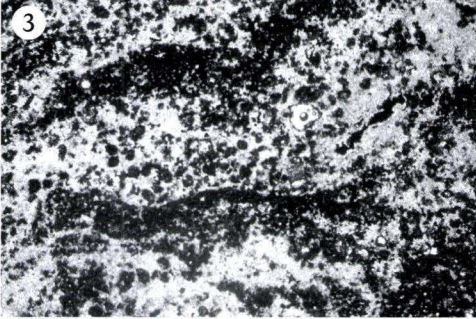
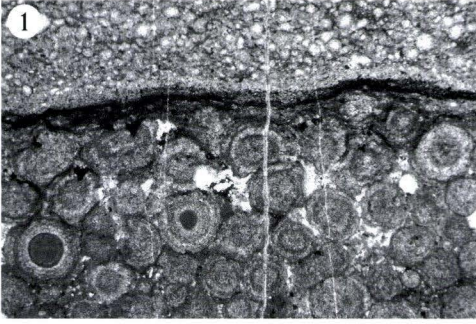
- Fig. 1** Typ-1 Ooide mit überwiegend gelösten Kernbereichen. In den Intra- und Interpartikelporen ist granularer Calcit-Zement ausgebildet. LF19 - Ooid-Grainstones.
- Bohrung A92-B5, TK 4718 Goddelsheim, Teufe = 13,75 m, Bildbreite = 2,8 mm, Nicols gekreuzt.
- Fig. 2** Typ-1 Ooide (unten) und Typ-3 Ooide (oben). Die Ooide sind überwiegend gelöst (Moldic-Porosität). LF19 - Ooid-Grainstones.
- Belegsammlung HLUg zu Blatt 4719 Korbach, Beleg-Nr.: 6550, vgl. KULICK 1968, S. 69, Steinbruch Fisseler, TK 4719 Korbach, Bildbreite = 3,5 mm, Nicols parallel.
- Fig. 3** Verformte Ooide des Typ-3 (Bildmitte). LF19 - Ooid-Grainstones.
- Bohrung Braunsen, TK 4620 Arolsen, Teufe = 381,70 m, Bildbreite = 1,4 mm, Nicols gekreuzt.
- Fig. 4** Typ-2 Ooide (weiße Pfeile), Aggregatkorn Typ-1 (schwarzer Pfeil), Onkoide und eine Dasycladacee (Bildmitte). Die Poren sind mit Gips zementiert. LF12 - Onkoid-Ooid-Bioklasten-Packstones.
- Bohrung SR8-Mittelsinn, TK 5823 Burgsinn, Teufe = 296,13 m, Bildbreite = 8,5 mm, Nicols gekreuzt.
- Fig. 5** Typ-1 Aggregatkorn. Mehrere Typ-1 Onkoide werden gemeinsam umkrustet. LF8 - Onkoid-Wackestones.
- Bohrung Konnefeld (HLUG), TK 4923 Altmorschen, Teufe = 135,55 m, Bildbreite = 7,5 mm, Nicols parallel.
- Fig. 6** Typ-1 Aggregatkorn. Mehrere Typ-2 Ooide werden gemeinsam umkrustet. LF12 - Onkoid-Ooid-Bioklasten-Packstones.
- Bohrung SR8-Mittelsinn, TK 5823 Burgsinn, Teufe = 296,15 m, Bildbreite = 8,5 mm, Nicols gekreuzt.
- Fig. 7** Typ-2 Aggregatkorn. Allseitige mikrobielle Umkrustung eines Intraklasten. LF8 - Onkoid-Wackestones.
- Bohrung Reckrod 2, TK 5224 Eiterfeld, Teufe = 730,35 m, Bildbreite = 7,5 mm, Nicols parallel.
- Fig. 8** Typ-2 Aggregatkorn. Einseitige mikrobielle Anlagerung an einen Intraklasten. LF8 - Onkoid Wackestones.
- Bohrung Ronshausen 17, TK 5025 Hönebach, Teufe = 474,70 m, Bildbreite = 15,5 mm, Nicols parallel.



Tafel 3

Komponenten-Typen/Lithofazies-Typen

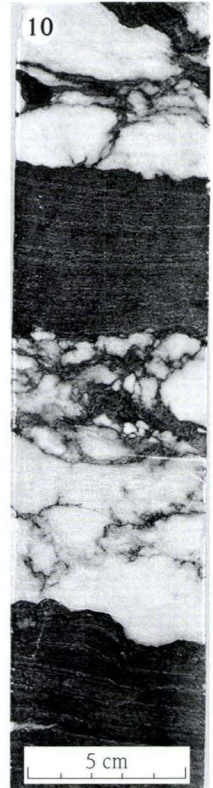
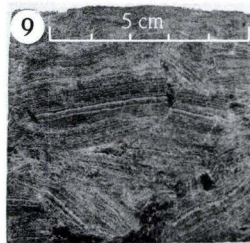
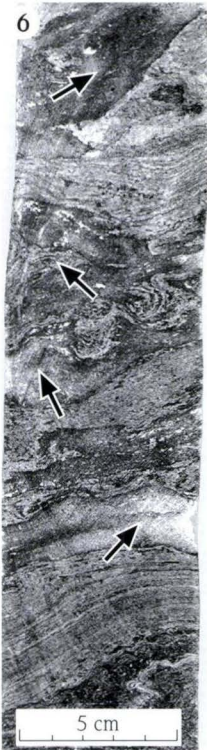
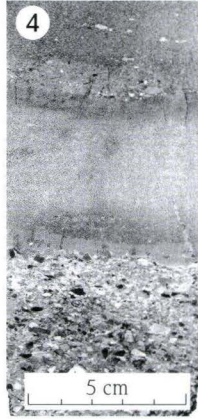
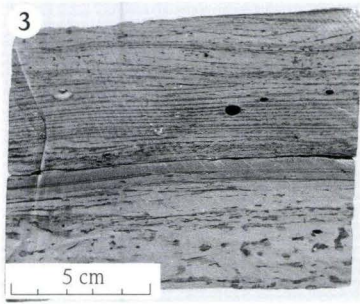
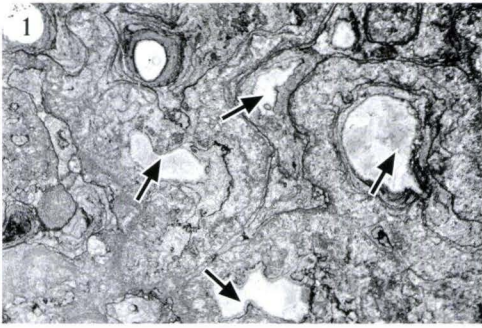
- Fig. 1** Typ-1 PISOIDE. Oberer Teilbereich einer invers gradierten, insgesamt ca. 1,5 cm mächtigen Lage. Der PISOID-Horizont wird von einer markanten, durch Drucklösung überprägten Schichtgrenze abgeschlossen. In den Interpartikelporen tritt Gips (weiß) auf. LF9 - PISOID-Packstones.
- Bohrung Reckrod 2, TK 5224 Eiterfeld, Teufe = 725,90 m, Bildbreite = 7,5 mm, Nicols parallel.
- Fig. 2** Typ-2 PISOIDE und ZEMENTKRUSTEN (Pfeil). Poren mit Gips zementiert (weiß). LF9 - PISOID-Packstones.
- Bohrung Sterkelshausen, TK 4923 Altmorschen, Teufe = 219,75 m, Bildbreite 15,5 mm, Nicols parallel.
- Fig. 3** Typ-1 PELOIDE. In dem PELOID-Wacke-/Packstone ist eine mikrobiell (vermutlich durch Algen) verursachte Lamination deutlich erkennbar. In den Interpartikelporen sind feinkristalline calcitische Blockzemente ausgebildet. LF13-2 - ALGENLAMINIERTER OOID-PELOID-BIOKLASTEN-Wacke-/Packstones.
- Bohrung EAU-B5, TK 4718 Goddelsheim, Teufe = 7,60 m, Bildbreite = 5,5 mm, Nicols parallel.
- Fig. 4** Typ-3 PELOIDE, die eine gute Zurundung aufweisen. In den Interpartikelporen sind fein- bis mittelkristalline calcitische Blockzemente ausgebildet. LF16 - PELOID-Pack-/Grainstones.
- Bohrung A95/B1, TK 4718 Goddelsheim, Teufe = 10,15 m, Bildbreite = 7,25 mm, Nicols parallel.
- Fig. 5** Poröse Mudstones mit Evaporitkristallen (LF7). Lösungsporen von leistenförmig-tafeligen Gipskristallen in feinkristallinem Dolomit aus dem sog. „Rosettendolomit“ am Schiefergebirgsrand.
- Belegammlung HLUG zu Blatt 4719 Korbach, Beleg-Nr.: 6570, vgl. KULICK 1968, S. 71, Steinbruch Teichmühle bei Berndorf, TK 4619 Mengerlinghausen, R: 3492110, H: 5888010, Bildbreite = 7,25 mm, Nicols parallel.
- Fig. 6** *Euomphalus* sp.
- Bohrung Gelnhaar, TK 5620 Ortenberg, Teufe = 541,0 m.
- Fig. 7** ONKOID-Wackestones des LF8 (v.a. in den unteren 4 cm des Handstücks) und darüber cm-mächtige Lagen invers gradierten PISOID-Packstones (LF9), auf die cm-große, digitate Stromatolithen aufwachsen.
- Ehemaliger Steinbruch am Adamsberg bei Oberellenbach. Das Handstück stammt aus der Steinbruch-Oberkante, TK 4923 Altmorschen.
- Fig. 8** ONKOID-Wackestones des LF8 (v.a. im unteren Drittel). Darüber mehrere, cm-mächtige Lagen von PISOID-Packstones (LF9), auf die wiederum digitate Stromatolithen aufwachsen (vgl. Abb. 7).
- Bohrung Lüdersdorf, TK 5024 Rotenburg, Teufe 416,65 bis 416,86 m.
- Fig. 9** Mehrere Lagen invers gradierten PISOID-Packstones (LF9). Darüber stark vergipster Anhydrit des Unteren Werra-Anhydrits.
- Bohrung Lüdersdorf, TK 5024 Rotenburg, Teufe 416,35 bis 416,48 m.



Tafel 4

Lithofazies-Typen

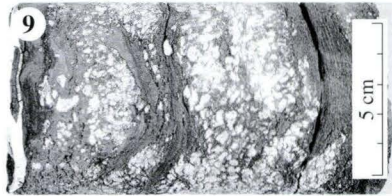
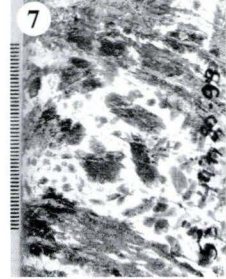
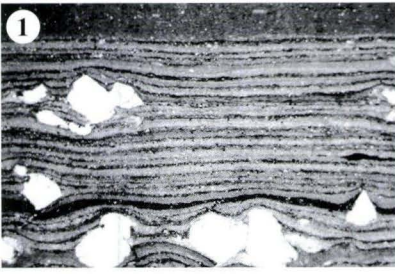
- Fig. 1** LF11 - Boundstones. Sphäroidale Boundstones (LF11-2) mit Übergängen zu undifferenzierten mikrobiellen Boundstones (LF11-1). Der Großteil der Porosität ist mit Satteldolomit zementiert (Pfeile).
- Bohrung Gelnhaar, TK 5620 Ortenberg, Teufe = 477,80 m, Bildbreite = 2,8 cm, Nicols parallel
- Fig. 2** LF11-2 - Sphäroidale Boundstones.
- Bohrung Gelnhaar, TK 5620 Ortenberg, Teufe = 472,80 m, Bildbreite = 3,9 cm, Nicols parallel.
- Fig. 3** LF15 - Feingeschichtete Siltsteine. Die Entschichtung im unteren Bereich ist vermutlich auf Bioturbation zurückzuführen. Im oberen Bereich ist flach einfallende Schrägschichtung angedeutet.
- Bohrung A92/B4, TK 4718 Goddelsheim, Teufe 15,40 bis 15,50 m.
- Fig. 4** LF18 - Konglomerat-Peloid-Pack-/Grainstone-Wechselfolge. Der untere Teil des Kernstücks besteht aus einer gradierten Konglomerat-Lage mit kantengerundeten Gesteinsklasten (überwiegend unterkarbonische Ton- und Kieselschiefer-Bruchstücke). Darüber folgen Peloid-Pack-/Grainstones, in die einzelne Gesteinsklasten eingestreut sind.
- Bohrung EAU-B5, TK 4718 Goddelsheim, Teufe 6,90 bis 7,05 m.
- Fig. 5** LF18 - Konglomerat-Peloid-Pack-/Grainstone-Wechselfolge. Peloid-Packstone mit kantengerundeten und gut gerundeten, cm-großen Gesteinsklasten (überwiegend unterkarbonische Ton- und Kieselschiefer-Bruchstücke).
- Bohrung EAU-B8, TK 4718 Goddelsheim, Teufe 5,10 bis 5,20 m, Maßstab in Millimetern.
- Fig. 6** LF20-1 - Mikrobielle Bindstones (Stromatolithe). Die Deformation der Lamination ist auf eine frühdiagenetische Verdrängung durch Gips (jetzt Anhydrit, Pfeile) zurückzuführen.
- Bohrung Rohrbach, TK 5024 Rotenburg, Teufe 496,61 bis 496,86 m.
- Fig. 7** LF20-1 - Mikrobielle Bindstones (Stromatolithe). Die Lamination ist verstellt, was als primäre Anlagerung oder als Folge einer frühdiagenetischen Verdrängung durch Gips (wie bei Fig. 6) erklärt werden kann.
- Bohrung Rohrbach, TK 5024 Rotenburg, Teufe 500,67 bis 500,88 m.
- Fig. 8** LF20 - Mikrobielle Bindstones (Stromatolithe). Die mikrobiellen Krusten sind im unteren Teil des Kernstücks zerbrochen, was möglicherweise auf eine Austrocknung (Tepee-Strukturen?) zurückzuführen ist. Im oberen Bereich ist eine Aufarbeitung der Krusten zu erkennen.
- Bohrung Ützhausen, TK 5322 Lauterbach, Teufe 330,34 bis 330,42 m.
- Fig. 9** LF20 - Mikrobielle Bindstones (Stromatolithe). Möglicherweise durch Austrocknung zerbrochene mikrobielle Krusten (Tepee-Strukturen?).
- Bohrung Queck, TK 5223 Queck, Teufe 350,53 bis 350,58 m.
- Fig. 10** LF21 - Laminite mit Evaporitkristallen. Die Evaporitkristalle sind als dunkle Punkte innerhalb der Laminite im Handstück noch zu erkennen (Dünnschliff-Aufnahme siehe Tafel 5, Fig. 1). In die Laminite sind zudem zwei Lagen aus knollig-mosaikartigem Anhydrit eingeschaltet. In der unteren Lage bestehen die untersten 4 cm aus mosaikartigem Anhydrit, der als das Produkt einer direkten Sulfatfällung (ehemals als Gips) aufgefaßt werden kann. Darüber und in der oberen Lage wird Karbonat displaziv durch Ca-Sulfat verdrängt, was eine Evaporitbildung im Sediment belegt.
- Bohrung Ronshausen 17, TK 5025 Hönebach, Teufe 466,65 bis 466,90 m.



Tafel 5

Lithofazies-Typen

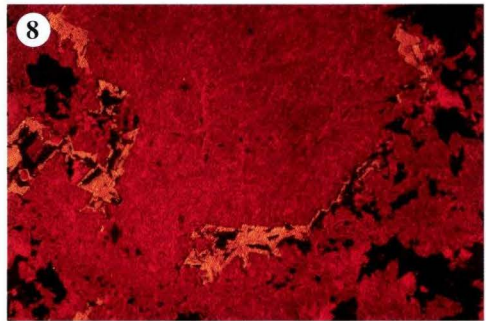
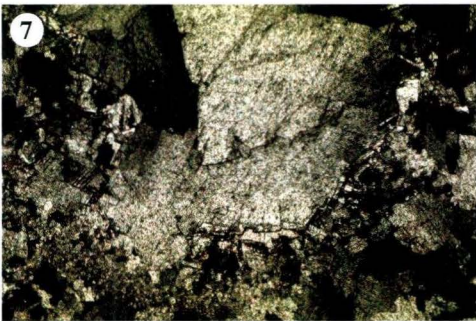
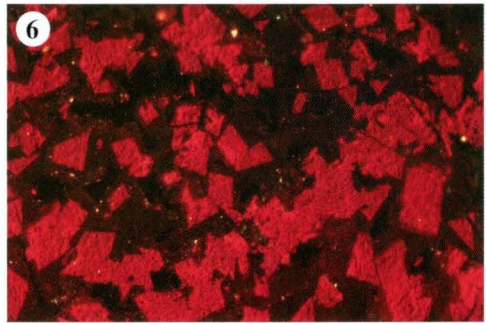
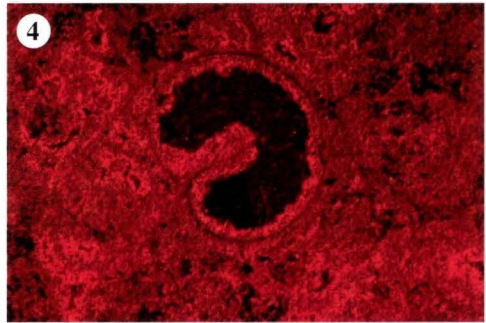
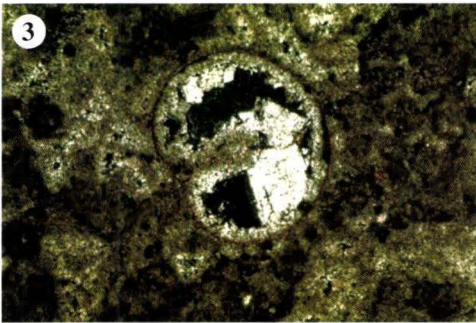
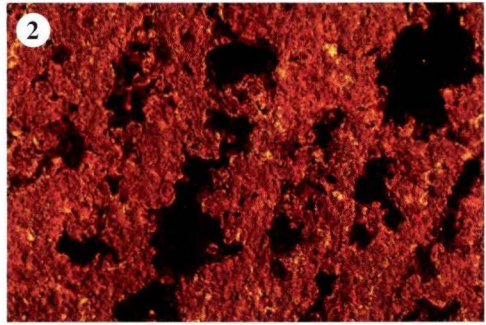
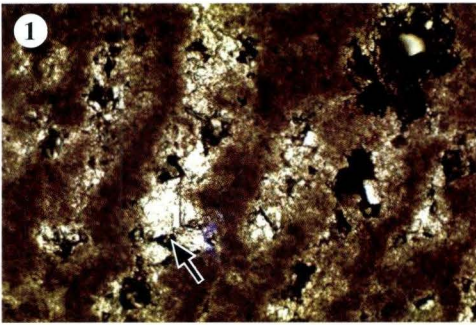
- Fig. 1** LF21 - Laminite mit Evaporitkristallen. Die Laminae zeigen zwischen den morphologisch klar umgrenzten Kristallen (ehemals Gips, jetzt Anhydrit, vgl. Tafel 9, Fig. 7) die größten Mächtigkeiten und dünnen zu diesen hin jeweils aus. Auf die Laminite folgt mit scharfem Schichtkontakt eine Mudstone-Lage.
- Bohrung Ronshausen 17, TK 5025 Hönebach, Teufe = 465,60 m, Bildbreite = 1,55 cm, Nicols parallel.
- Fig. 2** LF22 - Knollige Anhydrite (Chickenwire-Anhydrite) in einer Grundmasse aus Dolomit.
- Bohrung Escherode, TK 4624 Hedemünden, Teufe 661,40 bis 661,51 m.
- Fig. 3** LF22 - Knollige Anhydrite (Chickenwire-Anhydrite) der Sabkha-Fazies an der Basis des A1.
- Bohrung Abterode, TK 4725 Bad Sooden-Allendorf, Teufe 79,50 bis 85,50 m.
Länge der Kerne = 1 m, Liegendes jeweils an der Bildunterseite.
- Fig. 4** LF26 - Bituminöse Karbonat-Anhydrit-Laminite. Oberhalb von massivem bis verformtem Anhydrit, der Karbonat verdrängt, folgen überwiegend karbonatische Laminite (LF26-1). Diese werden ihrerseits von tonig/bituminös-karbonatischen Laminiten (LF26-2) überlagert (Pfeil).
Die Grenze zwischen Anhydrit und karbonatischen Laminiten ist diagenetisch überprägt.
- Bohrung Rohrbach, TK 5024 Rotenburg, Teufe 471,10 bis 471,50 m.
- Fig. 5** LF26 - Bituminöse Karbonat-Anhydrit-Laminite (Linienanhydrite). Es handelt sich um die anhydritisch-karbonatische Laminitausbildung (LF26-3). Die gestörten, cm-mächtigen Horizonte (Pfeile) lassen sich als Folge einer gravitativen Sedimentumlagerung interpretieren.
- Bohrung Rohrbach, TK 5024 Rotenburg, Teufe 470,12 bis 470,50 m.
- Fig. 6** LF24 - Mosaikartige Anhydrite (Flaseranhydrite).
- Bohrung Escherode, TK 4624 Hedemünden, Teufe 652,75 bis 652,92 m.
- Fig. 7** LF25 - Massige und verformte Anhydrite/Gipse. Bis zu cm-große, hypidiomorphe Gipskristalle (Gipsoporphyrotope bzw. Gipsoporphyroblasten) zeigen eine sekundäre Vergipsung des Anhydrits an.
- Bohrung Burgjoß, TK 5723 Altengronau, Teufe 447,80 bis 447,88 m, Maßstab in Millimetern.
- Fig. 8** LF23 - Vertikal gelängte Anhydrite (Selenite). In der vertikal gelängten Anhydrit-Knolle sind linienförmige, spitzwinklig aneinanderstoßende, tonig-karbonatische Verunreinigungen zu erkennen.
- Bohrung Konnefeld (HLUG), TK 4923 Altmorschen, Teufe 131,17 bis 131,30 m.
- Fig. 9** Tonstein mit kleineren Anhydrit-Knollen, Oberer Werra-Ton (T1r).
- Bohrung SR1-Aura, TK 5823 Burgsinn, Teufe = 284,30 bis 284,40, Liegendes rechts.



Tafel 6

Dolomite

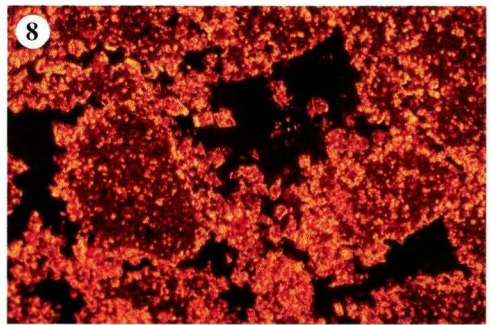
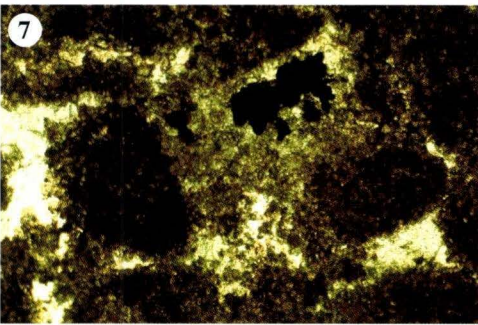
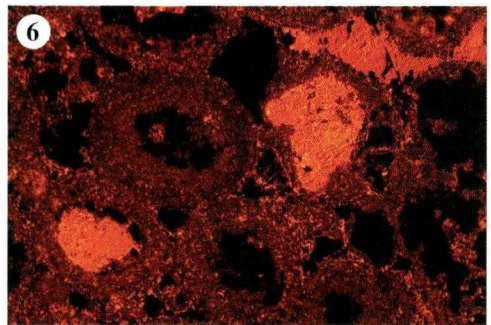
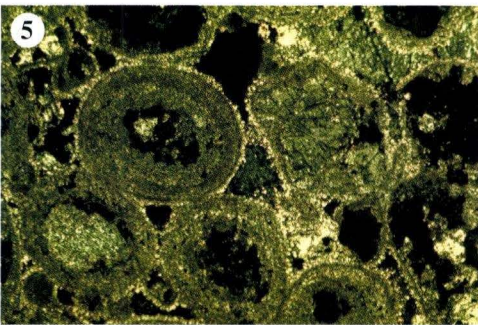
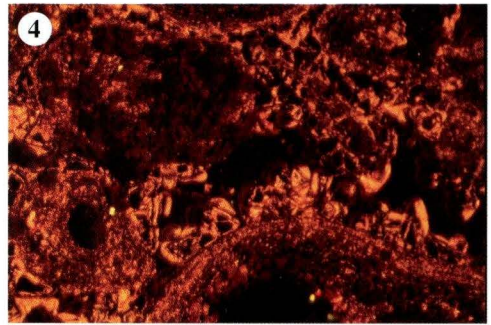
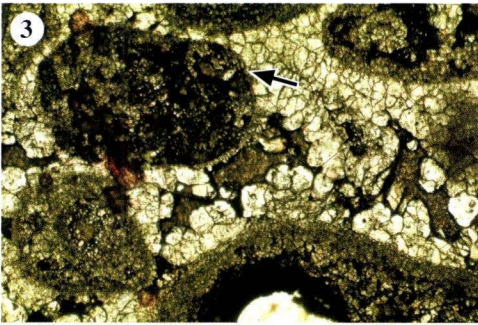
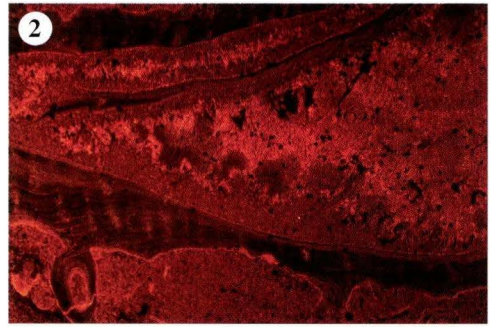
- Fig. 1, 2** Mikrokristalliner Dolomit-1 baut die Lamination in Stromatolithen (LF11-3) der Reef-Mound-Fazies auf. Dazwischen tritt als Zement Dolomit-2 auf (Pfeil).
- Bohrung Gelnhaar, TK 5620 Ortenberg, Teufe = 471,85 m, Bildbreite = 1,4 mm.
- 1: Durchlicht, Nicols gekreuzt, 2: Kathode.
- Fig. 3, 4** Dolomit-2 als Zement in einer Fossillösungspore.
- Bohrung Gelnhaar, TK 5620 Ortenberg, Teufe = 472,80 m, Bildbreite = 2,8 mm.
- 3: Durchlicht, Nicols gekreuzt, 4: Kathode.
- Fig. 5, 6** Dolomit-3: Idiopathisches Gefüge aus euhedralen Kristallen, die nicht lumineszierende Säume aufweisen.
- Bohrung Burgjoß, TK 5723 Altengronau, Teufe = 472,70 m, Bildbreite = 1,4 mm.
- 5: Durchlicht, Nicols gekreuzt, 6: Kathode.
- Fig. 7, 8** Satteldolomit und Dolomit-3. Innerhalb einer Pore folgt Satteldolomit auf orange lumineszierenden Blockcalcit.
- Aufschluß Aulendiebach, TK 5620 Ortenberg, Bildbreite = 2,8 mm.
- 7: Durchlicht, Nicols gekreuzt, 8: Kathode.



Tafel 7

Calcit-Zemente

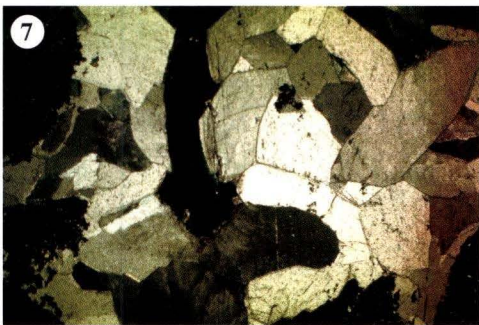
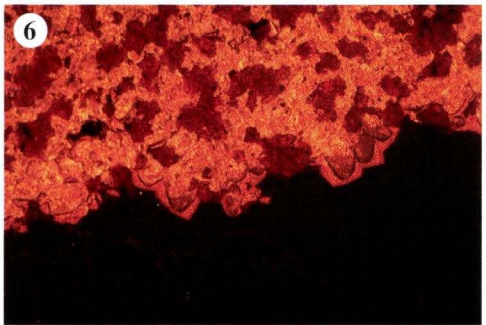
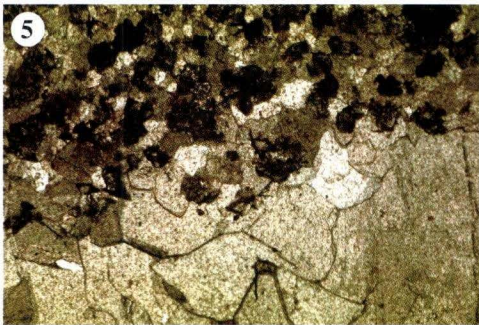
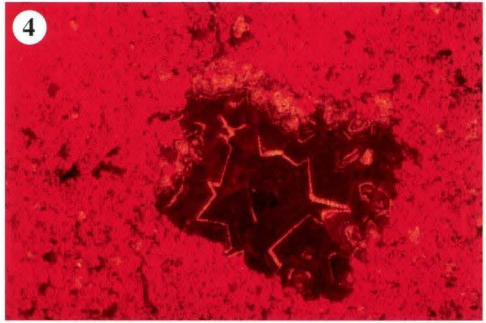
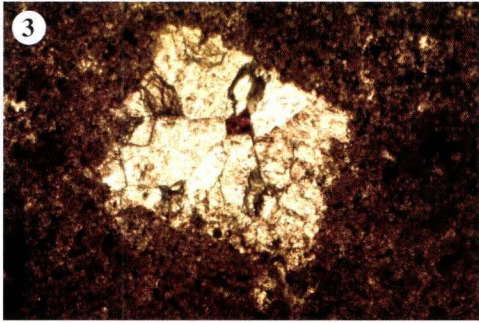
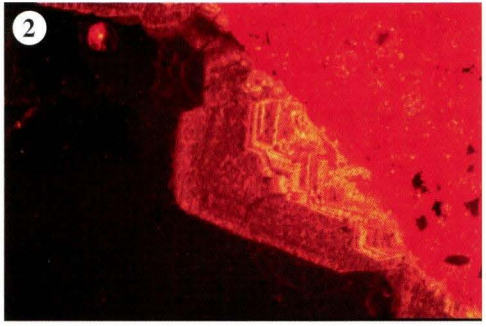
- Fig. 1,2** Radial-fibröser Zement (Pfeil) und orange lumineszierender Blockzement in einem Hohlraum einer Brachiopodenschale.
- Bohrung Lehrbach, TK 5220 Kirtorf, Teufe = 517,25 m, Bildbreite = 5,5 mm.
- 1: Durchlicht, Nicols gekreuzt, 2: Kathode.
- Fig. 3,4** Granularer Zement in Interpartikelporen. Die Kristalle zeigen in ihren zentralen Bereichen keine Lumineszenz und besitzen meist orange lumineszierende Säume. Innerhalb eines Peloids (Pfeil) sind fragmentarisch noch einzelne Dolomitrhomboeder zu erkennen.
- Bohrung A92/B5, TK 4718 Goddelsheim, Teufe = 13,75 m, Bildbreite = 1,4 mm.
- 3: Durchlicht, Nicols parallel, 4: Kathode.
- Fig. 5,6** Granularer Zement tritt circumgranular an der Außenseite von Ooiden auf. In Lösungs-poren ist orange lumineszierender Blockzement ausgebildet.
- Bohrung A92/B5, TK 4718 Goddelsheim, Teufe = 7,95 m, Bildbreite = 2,8 mm.
- 5: Durchlicht, Nicols gekreuzt, 6: Kathode.
- Fig. 7,8** Orange lumineszierender Blockzement verdrängt Dolomit, der innerhalb von Peloiden und nahezu euhedralen Rhomboeder-Kristallen als dunkelrot lumineszierende Flecken vorliegt. In den Interpartikelporen des Peloid-Packstones tritt nicht lumineszierender Blockzement auf.
- Bohrung A95/B1, TK 4718 Goddelsheim, Teufe = 10,00 m, Bildbreite = 1,4 mm.
- 7: Durchlicht, Nicols gekreuzt, 8: Kathode.



Tafel 8

Calcit-Zemente

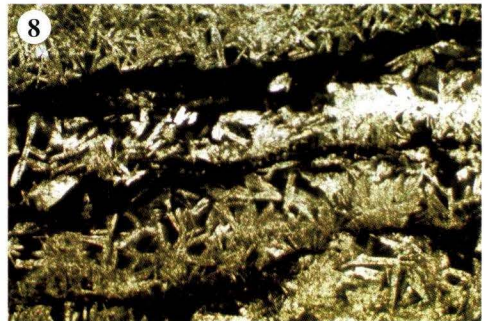
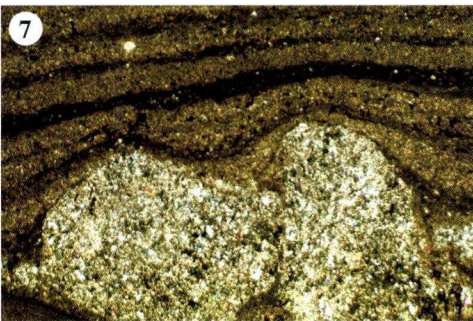
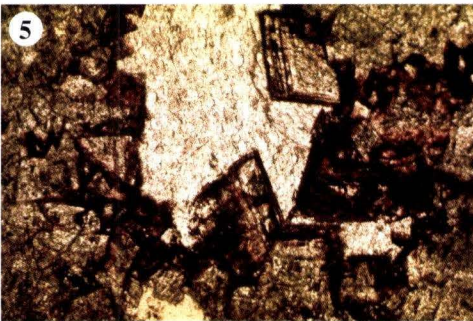
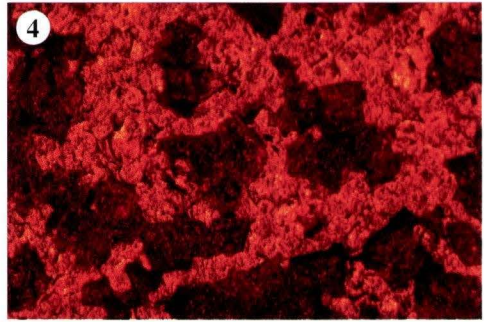
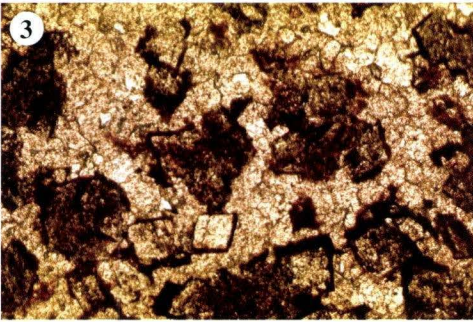
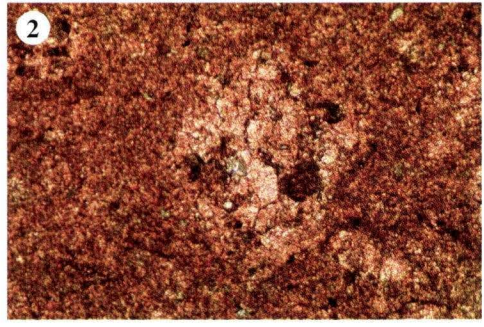
- Fig. 1, 2** Zementabfolge bestehend aus fein zonierte Blockzement, orange lumineszierendem Blockzement mit Fluideinschlüssen und nicht lumineszierendem Blockzement (vgl. Abb. 32).
- Bohrung Braunsen, TK 4620 Arolsen, Teufe = 366,05 m , Bildbreite = 2,8 mm.
- 1: Durchlicht, Nicols parallel, 2: Kathode.
- Fig. 3, 4** Fein zonierte Blockzement (randlich) und nicht lumineszierender Blockzement innerhalb einer rhomboederförmigen Pore.
- Bohrung Braunsen, TK 4620 Arolsen, Teufe = 413,40 m , Bildbreite = 1,4 mm.
- 3: Durchlicht, Nicols gekreuzt, 4: Kathode.
- Fig. 5, 6** Orange lumineszierender Blockzement verdrängt Dolomit (rot lumineszierend) und bildet zudem die erste Zementphase in einem Porenhohlraum. Der restliche Porenraum wird von nicht lumineszierendem Blockzement ausgekleidet.
- Bohrung A95/B2, TK 4718 Goddelsheim, Teufe = 8,10 m, Bildbreite = 2,8 mm.
- 5: Durchlicht, Nicols parallel, 6: Kathode.
- Fig. 7, 8** Grob zonierte Blockzement als Drusenfüllung im karbonatischen Material aus der Korbacher Spalte.
- Steinbruch Fisseler, TK 4719 Korbach, Bildbreite = 5,5 mm.
- 7: Durchlicht, Nicols gekreuzt, 8: Kathode.



Tafel 9

Dedolomitisierung, Ca-Sulfate

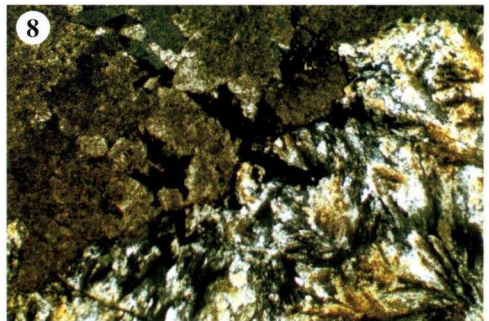
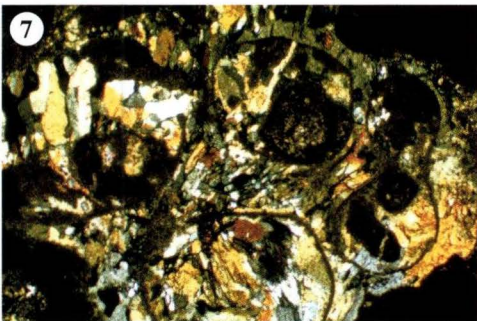
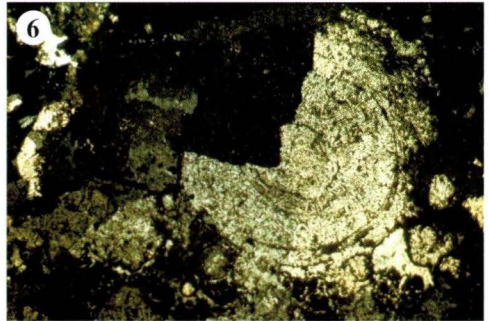
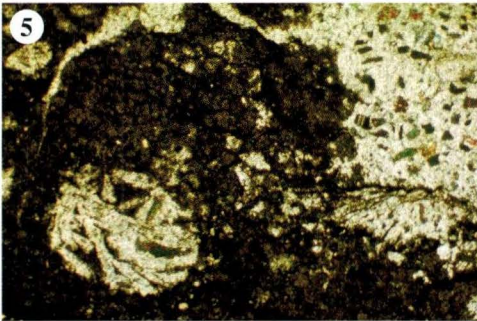
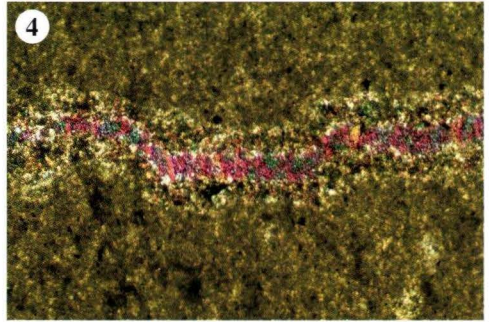
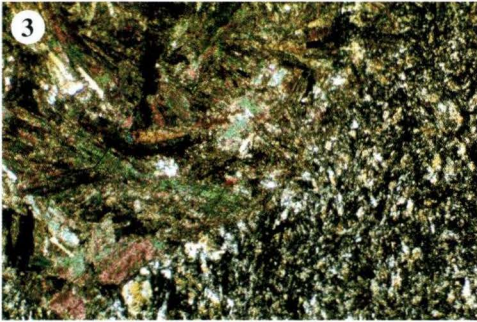
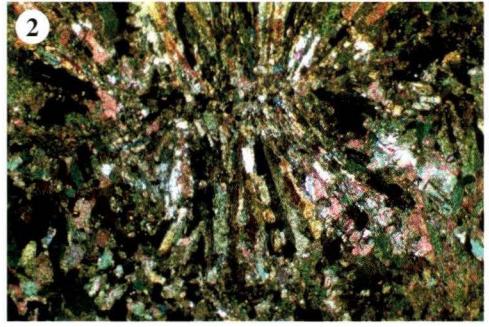
- Fig. 1** Korbacher Spalte (Juli 1998)
- Steinbruch Fisseler, TK 4719 Korbach, Höhe der Leiter ca. 6 m.
- Fig. 2** Calcitisierter Dolomitrhomboeder (composite calcite rhombohedron) zeigt den pseudomorphen Ersatz von Dolomit durch Calcit an (zentrifugale Dedolomitisierung). Der Dünnschliff ist mit Alizarin-Rot-S angefärbt.
- Bohrung Escherode, TK 4624 Hedemünden, Teufe = 666,25 m, Bildbreite = 1,3 mm, Nicols gekreuzt.
- Fig. 3, 4** Direkte Verdrängung von Dolomit (rot lumineszierend) durch orange lumineszierenden Blockzement (zentripetale Dedolomitisierung).
- Bohrung A95/B2, TK 4718 Goddelsheim, Teufe = 8,10 m, Bildbreite = 1,1 mm.
- 3: Durchlicht, Nicols parallel, 4: Kathode.
- Fig. 5, 6** Verdrängung von Dolomit-3 (rot lumineszierend) durch orange lumineszierenden Blockzement, der auch den Porenraum zementiert.
- Aufschluß Aulendiebach, TK 5620 Ortenberg, Bildbreite = 1,4 mm.
- 5: Durchlicht, Nicols parallel, 6: Kathode.
- Fig. 7** Feinkristalliner, isometrisch-granularer Anhydrit in morphologisch klar begrenzten, ehemaligen Gipskristallen. Der Anhydrit entstand aus der Dehydratation von Gips. Die Gipskristalle sind primär frei nach oben gewachsen und wurden anschließend eingesedimentiert, was sich in den unterschiedlichen Mächtigkeiten der Laminae zwischen und direkt über den Kristallen verdeutlicht (vgl. Tafel 5, Fig. 1; Unterer Werra-Anhydrit).
- Bohrung Ronshausen 17, TK 5025 Hönebach, Teufe = 465,60 m, Bildbreite = 4 mm, Nicols gekreuzt.
- Fig. 8** Leistenförmige Anhydritkristalle (pseudomorph nach Gips) in z.T. sperriger Anordnung, die mit mikrobiellen Lagen wechsellagern (LF20-2; Unterer Werra-Anhydrit).
- Bohrung Mörshausen, TK 4823 Melsungen, Teufe = 361,95 m, Bildbreite = 4 mm, Nicols gekreuzt.

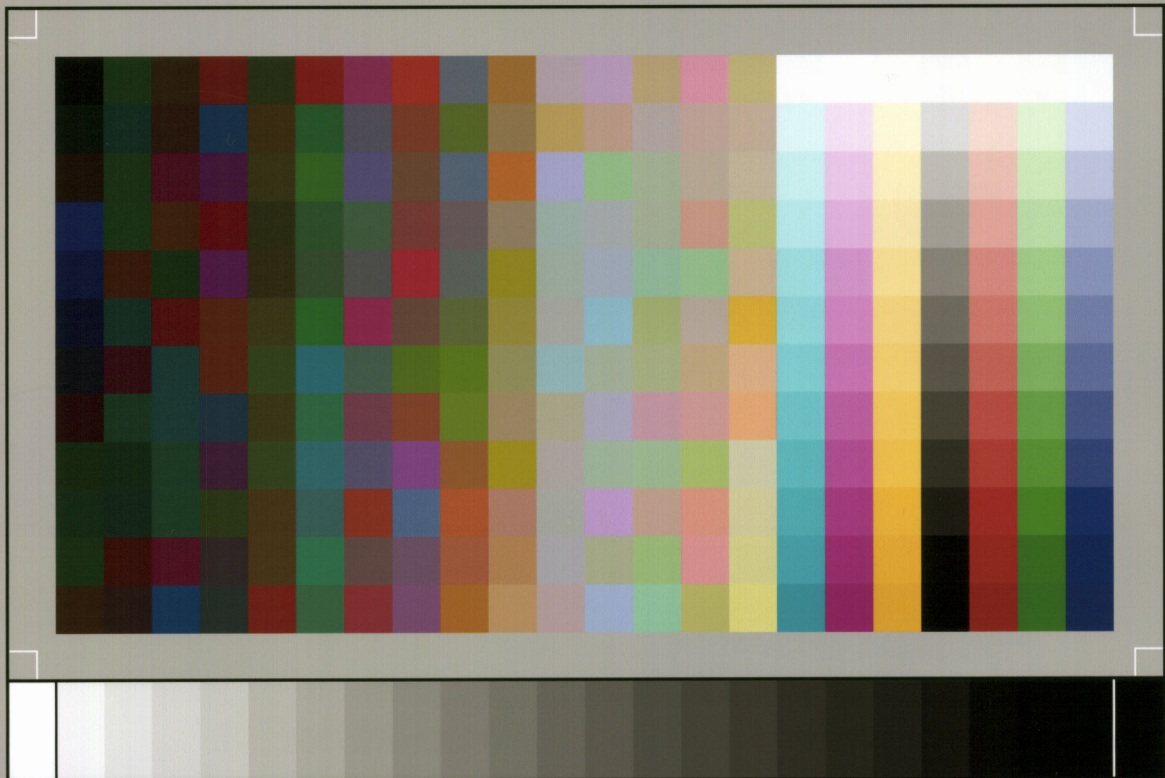


Tafel 10

Ca-Sulfate, Quarzin

- Fig. 1** Fischgrätenanhydrit: Fibröse Anhydritkristalle (pseudomorph nach Gips) sind büschelförmig um einen länglichen, zentralen Kristallisationskeim angeordnet (Unterer Werra-Anhydrit).
- Bohrung Ronshausen 17, TK 5025 Hönebach, Teufe = 470,90 m, Bildbreite = 8,5 mm, Nicols gekreuzt.
- Fig. 2** Leistenförmig-tafelige Anhydritkristalle mit radialer Textur und isometrisch-granulare Anhydritkristalle, bei denen es sich um einen frühen Anhydritzement handelt (Anhydritzementit-Gefüge; Unterer Werra-Anhydrit).
- Bohrung Konnefeld (HLUG), TK 4923 Altmorschen, Teufe = 131,10 m, Bildbreite = 4 mm, Nicols gekreuzt.
- Fig. 3** Sekundäre Vergipsung (rechte Bildhälfte) an einem Fischgrätenanhydrit-Aggregat (Unterer Werra-Anhydrit im Grenzbereich zum Zechsteinkalk).
- Bohrung Escherode, TK 4624 Hedemünden, Teufe = 665,92 m, Bildbreite = 4 mm, Nicols gekreuzt.
- Fig. 4** Anhydrit in einer Mikrokluft. In den zentralen Bereichen wurde der Anhydrit als Zement gebildet (void-filling-anhydrite). An den randlichen Säumen der Klufft sind karbonatische Verunreinigungen in den Anhydritkristallen zu erkennen. Dies deutet auf eine Verdrängung von Karbonat hin, als der Anhydrit von der Klufft aus ins umgebende Gestein weiterwuchs (replacement-anhydrite; Unterer Werra-Anhydrit).
- Bohrung Mörshausen, TK 4823 Melsungen, Teufe = 362,95 m, Bildbreite = 0,65 mm, Nicols gekreuzt.
- Fig. 5** Poikilotopischer Gips umschließt Anhydritrelikte (rechts). Verdrängung von Komponenten (vermutlich Onkoide) durch Anhydrit, der später pseudomorph durch leistenförmig-tafelige Gipskristalle ersetzt wurde (links). In den Gipskristallen sind noch Anhydritrelikte zu erkennen (Zechsteinkalk im Grenzbereich zum Unteren Werra-Anhydrit).
- Bohrung Wallersdorf, TK 5222 Grebenau, Teufe = 352,35 m, Bildbreite = 4 mm, Nicols gekreuzt.
- Fig. 6** Verdrängung von Komponenten (vermutlich Onkoide) durch leistenförmige Gipskristalle (wahrscheinlich pseudomorph nach Anhydrit; Zechsteinkalk im Grenzbereich zum Unteren Werra-Anhydrit).
- Bohrung Konnefeld (HLUG), TK 4923 Altmorschen, Teufe = 135,16 m, Bildbreite = 8,5 mm, Nicols gekreuzt.
- Fig. 7** Isometrisch-granotopische Gipskristalle in einer Klufft und in einer Fossilösungspore (Gastropode). Zementation von offener Porosität durch Gips (Zechsteinkalk).
- Bohrung SR1-Aura, TK 5823 Burgsinn, Teufe = 291,95 m, Bildbreite = 4 mm, Nicols gekreuzt.
- Fig. 8** Quarzin (rechts) als Klufftfüllung und z.T. Dolomit-3 verdrängend (Unterer Werra-Anhydrit, Störungszone).
- Bohrung Quentel, TK 4723 Oberkaufungen, Teufe = 399,50 m, Bildbreite = 4 mm, Nicols gekreuzt.





SP050509001

ScanPrint® *autopilot* Scan Target v2.0

Kurzfassung des Inhalts

Zechsteinkalk und Unterer Werra-Anhydrit (Zechstein 1) in Hessen: Fazies, Sequenzstratigraphie und Diagenese

Das Untersuchungsgebiet befindet sich südlich von Kassel und wird im Westen durch das Rheinische Schiefergebirge, im Süden durch den Spessart sowie im Osten durch die Grenze zwischen Hessen und Thüringen begrenzt. Im Zechstein lag dieser Bereich als ein evaporitisches Nebenbecken am südlichen Rand des Zechstein-Hauptbeckens. In der Sedimentabfolge des Zechstein 1 (Werra-Folge) wurden die lithostratigraphischen Einheiten Zechstein-

kalk (Ca1) und Unterer Werra-Anhydrit (A1) in 69 Profilen (Bohrungen und Übertageaufschlüsse) bearbeitet. Mittels einer kombiniert lithofaziellen, zykl-/sequenzstratigraphischen und diagenetischen Untersuchung konnte sowohl die Beckenentwicklung als auch die zeitliche Entwicklung der diagenetischen Vorgänge im basalen Zechstein 1 des hessischen Zechsteinbeckens geklärt werden.

Herausgeber, © und Vertrieb:
Hessisches Landesamt für Umwelt und Geologie
Rheingaustraße 186, 65203 Wiesbaden



9 783895 318115