

Herkunft, Auftreten und Visualisierung von
Permeabilitätsbarrieren in einer Gaslagerstätte in
Sandsteinen des Rotliegenden
(Südliches Permbecken, Deutschland)

Bedeutung für Diagenese, Fluidfluß und Produktion

[206 Seiten, 101 Abbildungen, 12 Tabellen, 9 Anlagen, 1 CD]

Inaugural Dissertation
zur
Erlangung des Doktorgrades
der Naturwissenschaften
(Dr. rer. nat)

dem
Fachbereich Geowissenschaften
der Philipps-Universität Marburg

vorgelegt von
Dipl. Geologe Andreas Kayser
aus Bad Schwartau

Marburg/Lahn – März 2006

Vom Fachbereich Geowissenschaften der Philipps-Universität Marburg am _____
angenommen.

Erstgutachter:

Zweitgutachter:

Tag der mündlichen Prüfung:

The important thing in science is not so much to obtain new facts as to discover new ways of thinking about them.

Sir William Bragg

British physicist (1862 - 1942)

Inhalt

INHALT	7
ABBILDUNGSVERZEICHNIS	11
TABELLENVERZEICHNIS	15
VERZEICHNIS DER VERWENDETEN ABKÜRZUNGEN	15
KURZFASSUNG	17
ABSTRACT	18
VORWORT	19
1 EINFÜHRUNG	21
1.1 DATENGRUNDLAGE	23
1.2 GEOLOGISCHER RAHMEN DES UNTERSUCHUNGSGEBIETES	24
1.2.1 <i>Tektonische und sedimentäre Entwicklung</i>	27
1.2.2 <i>Klima</i>	30
1.3 DÜNENSEDIMENTE	31
1.3.1 <i>Sedimenttypen</i>	31
1.3.2 <i>Sedimentologische Prozesse</i>	32
1.3.3 <i>Sedimentäre Strukturen</i>	35
2 SEDIMENTOLOGISCHE KERNAUFNAHME UND LOGERSTELLUNG	40
2.1 LOGERSTELLUNG	40
2.2 FAZIESZUORDNUNG	42
2.3 SEDIMENTOLOGISCHE KERNAUFNAHME	43
2.3.1 <i>Bohrung 1 Kern A</i>	44
2.3.2 <i>Bohrung 1 Kern B</i>	47
2.3.3 <i>Bohrung 2 Kern A</i>	49
2.3.4 <i>Bohrung 3 Kern A</i>	51
2.3.5 <i>Bohrung 4 Kern A & B</i>	53
2.3.6 <i>Bohrung 5 Kern A</i>	56
3 GESTEINSPHYSIKALISCHE UNTERSUCHUNGEN	58
3.1 POROSITÄT & PERMEABILITÄT	58
3.2 RADIALE UND AXIALE PERMEABILITÄT	58
3.3 EINFLUSS DER KORNGRÖÖE AUF GESTEINSPHYSIKALISCHE PARAMETER	61
3.4 AUSWIRKUNGEN DES KOMPONENTENBESTANDES AUF DIE PERMEABILITÄT	62
3.5 KAPILLARDRUCKDATEN & PORENENTRITTSRADIENVERTEILUNGEN	66
3.5.1 <i>Prinzip der Quecksilberporosimetrie</i>	66
3.5.2 <i>Auswertung der Kapillardruckdaten & Poreneintrittsradienverteilungen</i>	67
4 DÜNNSCHLIFF-UNTERSUCHUNGEN	71
4.1 SEDIMENTOLOGIE	71
4.2 DETRITISCHE KOMPONENTEN	71

4.3	HAUPTZEMENTE	72
4.3.1	Quarz.....	72
4.3.2	Calcit.....	73
4.3.3	Anhydrit.....	73
4.3.4	Baryt.....	73
4.3.5	Tone & Glimmer.....	74
4.4	POROSITÄT.....	74
4.5	KOMPAKTION / LÖSUNG	75
4.5.1	Kompaktion.....	75
4.5.2	Lösung.....	75
4.6	LÖSUNGSBAHNEN / STYLOLITHE	75
5	DIAGENESE	77
5.1	PROZESSE DER FRÜHEN DIAGENESE	77
5.1.1	Einfluß der Temperatur.....	78
5.1.2	Einfluß von Wasser.....	78
5.1.3	Porosität.....	79
5.1.4	Bioturbation.....	79
5.1.5	Zufuhr von allochtonem Sediment.....	79
5.1.6	Infiltration.....	80
5.1.7	Verwitterung und Lösung.....	80
5.1.8	Zementation.....	80
5.2	PROZESSE DER SPÄTEN DIAGENESE	85
5.2.1	Tonminerale.....	85
5.2.2	Calcitzement.....	86
5.2.3	Anhydritzement.....	87
5.2.4	Barytzement.....	87
5.2.5	Quarzzement.....	87
5.2.6	Porosität.....	89
5.3	EINFLUß VON TONMINERALEN AUF QUARZ-LÖSUNG UND -ZEMENTATION	91
5.3.1	Einfluß der Tonminerale in Feinsandlagen.....	91
5.3.2	Einfluß der Tonminerale in Mittel- bis Grobsandlagen.....	95
5.4	DIAGENETISCHE ABFOLGE UND VERSENKUNGSGESCHICHTE	97
6	DIGITALE BILDANALYSE ZUR ERFASSUNG VON PORENPARAMETERN.....	103
6.1	EINFÜHRUNG.....	103
6.2	DURCHFÜHRUNG DER DIGITALEN BILDANALYSE	103
6.2.1	Einlesen und Digitalisierung der Dünnschliffbilder.....	105
6.2.2	Verwendete Software zur digitalen Bildanalyse.....	106
6.2.3	Vorbereitung der Bilder zur Auswertung.....	106
6.2.4	Segmentierung in Porenraum und Matrix.....	107
6.2.5	Festlegung der minimalen Objektgröße	108

6.2.6	<i>Filterung und Kalibrierung der Bilder</i>	109
6.2.7	<i>Meßparameter</i>	110
6.3	VORUNTERSUCHUNGEN.....	112
6.3.1	<i>Anforderungen</i>	112
6.3.2	<i>Bildanalyseauswertung an REM- und DS-Bildern</i>	113
6.3.3	<i>Auffinden von Makro- und Mikroporosität</i>	115
6.3.4	<i>Ermittlung der Korngröße</i>	116
6.3.5	<i>Bestimmung der Minuszementporosität</i>	116
6.4	AUSWERTUNG DER DIGITALEN BILDANALYSE	120
6.4.1	<i>Porosität</i>	120
6.4.2	<i>Porosität vs. Porenindex</i>	122
6.4.3	<i>Porosität vs. mittlere Porenfläche</i>	123
6.4.4	<i>Porenindex vs. mittlere Porenfläche</i>	124
6.4.5	<i>Permeabilität vs. Porosität</i>	125
6.4.6	<i>Permeabilität vs. Porenindex</i>	126
6.4.7	<i>Permeabilität vs. Porenfläche</i>	126
6.4.8	<i>Permeabilität vs. Porenrundung</i>	127
6.4.9	<i>Permeabilität vs. Porenausdehnung</i>	128
6.4.10	<i>Porenklassifizierung</i>	129
6.5	BILDANALYSE & KAPILLARDRUCKCHARAKTERISTIKA	132
6.6	POROSITÄTSPROFILE	135
6.7	AUSBLICK AUF MÖGLICHE UNTERSUCHUNGEN.....	136
7	PERMEABILITÄTSBARRIEREN	137
7.1	VORBEMERKUNGEN	137
7.2	PIN-STRIPE LAMINATION & DIAGENETISCHE BÄNDERUNG.....	137
7.3	PERMEABILITÄTSBARRIEREN DURCH SUBAERISCHE AKKUMULATION VON FEINMATERIAL	140
7.4	FLUVIATIL & ALLUVIAL ENTSTANDENE PERMEABILITÄTSBARRIEREN.....	142
7.5	EINFLUß AUF RESERVOIREIGENSCHAFTEN.....	143
7.6	KORRELATION DER PERMEABILITÄTSBARRIEREN MIT FMI-LOGS.....	144
7.6.1	<i>FMS/FMI - Tool</i>	144
7.6.2	<i>Korrelation der Permeabilitätsbarrieren mit FMI-Logs</i>	144
7.7	BARRIERENKARTIERUNG.....	145
7.7.1	<i>Vorgehensweise</i>	145
7.7.2	<i>Charakteristika der Permeabilitätsbarrieren</i>	145
7.7.3	<i>Ergebnisse der Untersuchungen</i>	146
8	EINFLUß DER HETEROGENITÄT VON ÄOLISCHEN SEDIMENTEN AUF DAS FLIEßVERHALTEN VON LÖSUNGEN UND GASEN	148
9	COMPUTERTOMOGRAPHIE	152
9.1	EINFÜHRUNG.....	152
9.2	FORSCHUNGSÜBERBLICK	154

9.3	PRINZIP DER COMPUTERTOMOGRAPHIE.....	156
9.3.1	<i>Mikro-Computertomographie (μCT)</i>	159
9.3.2	<i>Synchrotron-Mikrotomographie (S-μCT)</i>	160
9.4	PROBENEIGENSCHAFTEN	161
9.5	MEßDURCHFÜHRUNG	163
9.5.1	<i>Mikro-Computertomographie (μCT)</i>	163
9.5.2	<i>Synchrotron-Computertomographie (S-μCT)</i>	164
9.6	MEßERGEBNISSE	165
9.6.1	<i>Mikro-Computertomographie (μCT)</i>	165
9.6.2	<i>Synchrotron-Computertomographie (S-μCT)</i>	167
9.7	DICHTEKORRELATION (BESTIMMUNG VON ZEMENTEN).....	169
9.8	POROSITÄTSPROFIL	171
10	VISUALISIERUNG DER COMPUTERTOMOGRAPHIE-DATEN.....	172
10.1	HERKÖMMLICHE METHODEN.....	173
10.2	VISUALISIERUNG MIT INSIDE REALITY™ (SCHLUMBERGER)	173
10.2.1	<i>Erstellung der Volumen-Datei</i>	176
10.2.2	<i>Visualisierungsergebnisse</i>	177
10.2.3	<i>Kalibrierung von Graustufenwerten und Dichte</i>	183
10.2.4	<i>Quantitative Analyse der Computertomographiedaten in Inside Reality™</i>	184
11	ZUSAMMENFASSUNG DER ERGEBNISSE.....	187
12	LITERATURVERZEICHNIS	192

ANLAGENVERZEICHNIS

ANLAGE I	LOGS
ANLAGE II	LOGS MIT FMI
ANLAGE III	PERMEABILITÄT
ANLAGE IV	DÜNNSCHLIFFBILDER
ANLAGE V	DÜNNSCHLIFFAUSWERTUNG
ANLAGE VI	BESCHREIBUNG DÜNNSCHLIFFBILDER
ANLAGE VII	POROSITÄTSPROFILE
ANLAGE VIII	LOGS BILDANALYSE
ANLAGE IX	ERLÄUTERUNG ZUM VIDEO
INHALT CD	

Abbildungsverzeichnis

Abb. 1: Erstreckung des südlichen Permbeckens	26
Abb. 2: Wichtige Strukturelemente NW-Deutschlands	27
Abb. 3: Stratigraphie und tektonische Bewegungen im südlichen Permbecken	29
Abb. 4: Charakteristische Prozesse bei der Entstehung von Windrippeln.....	33
Abb. 5: Luftstrom auf der Leeseite einer Düne.....	34
Abb. 6: Internstruktur einer kleinen Düne	35
Abb. 7: Komponentensortierung durch <i>grainflow</i> auf der Dünenleeseite	37
Abb. 8: Vertikaler Querschnitt entlang der Transportrichtung durch eine Transversaldüne...	38
Abb. 9: Hierarchie von <i>bounding surfaces</i>	38
Abb. 10: Porositäts- und Permeabilitätstrend Bohrung 1 Kern A.....	45
Abb. 11: Permeabilitätsbarriere oberhalb einer synsedimentären Rutschung	45
Abb. 12: Bildung von Stylolithbahnen (Bohrung 1 Kern A; 3,44 m)	46
Abb. 13: Porositäts- und Permeabilitätstrend Bohrung 1 Kern B.....	48
Abb. 14: Dicht laminiertes Silt- bis Feinsandstein, wirkt als Permeabilitätsbarriere	48
Abb. 15: Porositäts- und Permeabilitätstrend Bohrung 2 Kern A.....	50
Abb. 16: Dicht laminiertes Silt- bis Feinsandstein, wirkt als Permeabilitätsbarriere	50
Abb. 17: Porositäts- und Permeabilitätstrend Bohrung 3 Kern A.....	52
Abb. 18: In sehr mürben Mittelsandstein eingeschaltete Lage aus Feinsand	52
Abb. 19: Porositäts- und Permeabilitätstrend Bohrung 4 Kern A und Kern B.....	55
Abb. 20: Übergang Interdune-Fazies zu alluvial beeinflusster Fazies	55
Abb. 21: Übergang Dune-Fazies zu alluvial beeinflusster Fazies.....	55
Abb. 22: Porositäts- und Permeabilitätstrend Bohrung 5 Kern A.....	57
Abb. 23: Übergang Dune-Fazies zu alluvialen Schwemmfächern.....	57
Abb. 24: Porositäts-/Permeabilitäts-Beziehungen im Untersuchungsgebiet	58
Abb. 25: Einfluß der Korngröße auf gesteinsphysikalische Parameter	61
Abb. 26: Vergleich des Komponentenbestandes der untersuchten Bohrungen.....	62
Abb. 27: Auswirkungen des Komponentenbestandes auf die Permeabilität	63 + 64
Abb. 28: Zusammenstellung der Hg-Kapillardruck Charakteristika der Bohrungen 1 Kern A & B, Bohrung 3 Kern A und Bohrung 4 Kern A & B	68
Abb. 29: Anstieg der Poreneintrittsradienverteilungen (PERV) gegen Permeabilität	69
Abb. 30: Anstieg der Poreneintrittsradienverteilungen (PERV) (Bohrung 1 Kern A)	70
Abb. 31: Quarzlösung am Kornkontakt zwischen Glimmer und Quarz	92
Abb. 32: Schematisches Modell der „ <i>clay-induced dissolution</i> “ (CID).....	93
Abb. 33: Stylolithbahn (Bohrung 1 Kern A; 3,44 m)	94

Abb. 34: Doppelcoating um detritisches Quarzkorn (Bohrung 1 Kern B; 4,22 m)	96
Abb. 35: Auflösung der Illit-Kruste am Kornkontakt (Bohrung 1 Kern B; 4,05 m).....	96
Abb. 36: Überblick über die diagenetischen Prozesse	99
Abb. 37: Schematischer Überblick der Arbeitsschritte der digitalen Bildanalyse	104
Abb. 38: Vergleich zwischen Farbbild, Graustufenbild und Graustufenbild mit Farbersatz .	107
Abb. 39: Einstellung des Schwellenwertes mit ImageTool.....	108
Abb. 40: Vergleich der Auflösung bei verschiedenen Objektgrößen.....	108
Abb. 41: Unterschiedliche Porenformen	111
Abb. 42: Vergleich der Schliifqualität	112
Abb. 43: Porositätsermittlung an REM-Aufnahmen und Dünnschliffbild	113 + 114
Abb. 44: Vergleich der Porosität nach Plugmessungen mit der Porosität nach Bildanalyse plus Mikroporosität	116
Abb. 45: Ermittlung der Minuszementporosität mittels digitaler Bildanalyse	118 + 119
Abb. 46: Vergleich der Porosität nach Bildanalyse mit der Porosität nach Plugmessungen für alle radial und axial orientierten Plugs.....	121
Abb. 47: Vergleich der Porosität nach Bildanalyse mit Porosität nach Plugmessungen.....	121
Abb. 48: Porenindex vs. Porosität nach Bildanalyse	122
Abb. 49: Porenindex vs. Porosität nach Plugmessungen.....	123
Abb. 50: Porosität nach Bildanalyse vs. mittlere Porenfläche nach Bildanalyse.....	123
Abb. 51: Porenindex vs. Mittlere Porenfläche	124
Abb. 52: Vergleich der gesteinsphysikalischen Eigenschaften.....	125
Abb. 53: Permeabilität vs. Porenindex.....	126
Abb. 54: Permeabilität vs. Porenfläche	126
Abb. 55: Permeabilität vs. Porenrundung	127
Abb. 56: Permeabilität vs. Porenausdehnung	128
Abb. 57: Bohrung 3 Kern A; 0,13 m: Dünnschliffscan & Porenklassifizierung.....	129
Abb. 58: Balkendiagramm zur Porenklassifizierung für Bohrung 3 Kern A; 0,13 m.....	130
Abb. 59: Darstellung von Minimal-, Mittel- und Maximalwerten verschiedener gesteins- physikalischer Parameter und Porenparameter unterschieden nach Fazies	131
Abb. 60: Hg-Kapillardruck Charakteristika ausgewählter Proben der Bohrung 3 Kern A & Bohrung 4 Kern B	132
Abb. 61: Dünnschliffscan & Klassifizierung mit ImageTool	133
Abb. 62: Porenradienverteilung nach Bildanalyse für Bohrung 4 Kern B; 11,80 m.....	134
Abb. 63: Korrelation zwischen PERV-Anstieg und mittlerer Porenfläche	134
Abb. 64: Ermittlung von Porositätsunterschieden im Dünnschliff	135
Abb. 65: Pin-stripe Lamination am Bohrkern.....	138
Abb. 66: Pin-stripe Lamination im Aufschluß.....	138

Abb. 67: Top (oberste 50 m) einer ca. 300 m hohen Düne nach Regenfall	140
Abb. 68: Permeabilitätsbarriere durch subaerische Akkumulation von Feinmaterial	141
Abb. 69: Abdichtung des Dünenkörpers durch An- und Einlagerung von Tonmaterial	142
Abb. 70: Hierarchie der Heterogenität in äolischen Sedimenten	151
Abb. 71: Compton Effekt und photoelektrischer Effekt	157
Abb. 72: Computertomograph im Krankenhaus	158
Abb. 73: Zusammenhang zwischen Objekt und dazugehörigem Tomographiebild	158
Abb. 74: Kegelstrahlgeometrie	159
Abb. 75: Schema des Strahlrohres der BAM am Berliner Elektronensynchrotron	160
Abb. 76: Parallelstrahlgeometrie der Synchrotron-CT	161
Abb. 77: Für die CT-Messung verwendete Probe (Bohrung 3 Kern A; 0,13 m)	162
Abb. 78: Poreneintrittsradienverteilung Bohrung 3 Kern A; 0,13 m	162
Abb. 79: Kapillardruckkurve Bohrung 3 Kern A; 0,13 m	163
Abb. 80: Dünnschliffbild Bohrung 3 Kern A; 0,13 m	163
Abb. 81: Mikrotomograph an der Bundesanstalt für Materialforschung und-prüfung	164
Abb. 82: Zuordnung der Einzelschnitte zum 3D-Bilddatensatz	165
Abb. 83: CT-Vertikalschnitte j.114 und j.217	166
Abb. 84: CT-Horizontalschnitte k.114 und k.304	166
Abb. 85: Vergleich der Auflösungsfähigkeit der Computertomographie	167
Abb. 86: Vertikalschnitt y-550 aus dem Synchrotron- μ CT Datensatz	168
Abb. 87: Horizontalschnitte aus dem Synchrotron- μ CT Datensatz: y-275 und y-925	168
Abb. 88: Detailaufnahme aus DS2438	169
Abb. 89: Dichtekorrelation mit ImageTool	170
Abb. 90: Isosurface-Darstellungen	170
Abb. 91: Porositätsprofil durch den hochauflösenden Computertomographie-Datensatz	171
Abb. 92: Anwendung von Inside Reality zur Bohrlochplanung	174
Abb. 93: Verwendung eines optischen Tracking-Systems (ART-Tracking)	175
Abb. 94: Auswertung des Computertomographie-Datensatzes mit Inside Reality	177
Abb. 95: Wahl freier Schnittebenen und Vergleich mit einem Volumenkörper	178
Abb. 96: Darstellung von Quarzkomponenten, Barytzement und des Porenraums	179
Abb. 97: Verteilung von Porenraum und Baryt in der untersuchten Gesteinsprobe	180
Abb. 98: <i>Volume growing</i> zur Ermittlung des kommunizierenden Porenraumes	181
Abb. 99: Ausschnitt aus dem Computertomographie-Datensatz	182
Abb. 100: Zusammenhang zwischen Graustufenwerten und Dichte	183
Abb. 101: Quantitative Analyse des Computertomographie-Datensatzes	185

Tabellenverzeichnis

Tab. 1: Übersicht der untersuchten Bohrungen und Kernabschnitte.	24
Tab. 2: Zusammenstellung der Stratigraphie des Oberrotliegenden.....	25
Tab. 3: Verhältnis von radialer zu axialer Permeabilität	59
Tab. 4: Verhältnis von radialer zu axialer Permeabilität unterschieden nach Fazies.....	60
Tab. 5: Anzahl der untersuchten Dünnschliffe unterteilt nach Bohrkernen.....	105
Tab. 6: Porenparameter für die in Abbildung 17 gewählten minimalen Objektgrößen	109
Tab. 7: Vergleich von Porosität und Porenindex bei unterschiedlichen Grundeinstellungen in ImageTool.....	109
Tab. 8: Ergebnisse der Bildanalyse an den Porenformen aus Abbildung 41.	112
Tab. 9: Durchschnittliche Differenzen von Porositätswerten nach Plugmessungen und Bildanalyse sowie der nach Dünnschliffanalysen ermittelten Mikroporosität.	115
Tab. 10: Datengrundlage für den Vergleich von Minimal-, Maximal- und Mittelwerten.	130
Tab. 11: Einflußfaktoren auf Porosität und Permeabilität	149
Tab. 12: Gesteinsphysikalische Eigenschaften der untersuchten Probe.....	162

Verzeichnis der verwendeten Abkürzungen

mD	Millidarcy
Por	Porosität
Perm	Permeabilität
Brg	Bohrung
MD	Gemessene Tiefe (<i>Measured Depth</i>)
BMT	Bohrmeisterteufe
II Pol.	Dünnschliffauswertung bei parallelem Polarisator
X Pol.	Dünnschliffauswertung bei gekreuztem Polarisator
CT	Computertomographie
μCT	Mikro-Computertomographie
S-μCT	Synchrotron-Mikrotomographie
FMS	Formation Micro Scanner
FMI	Formation Micro Imager

Kurzfassung

Die im südlichen Permbecken abgelagerten kontinentalen klastischen Sedimente des Ober-Rotliegenden stellen in Deutschland, den Niederlanden und der südlichen Nordsee ein bedeutendes Gasreservoir dar. Die verschiedenen Typen von Dünensedimenten sowie die oftmals mit ihnen verzahnten fluviatilen Sedimente, alluvialen Schwemmfächer oder Wadi-Sedimente weisen schon bei der Ablagerung eine starke Heterogenität bezüglich ihrer Porosität, Permeabilität und Zusammensetzung auf. Während lakustrine Sedimente und Sabkha-Fazies keine Reservoirqualität besitzen, weisen die äolischen Sedimente meist hervorragende Speichereigenschaften auf. Charakteristische Reservoir-Sandsteine sind Dünen- und Interdünen-Sedimenten, bereichsweise mit Einschaltungen von Wadi- oder Sabkha-Ablagerungen.

Die hier vorliegende Arbeit befaßt sich im speziellen mit den Sedimenten der Dethlingen Formation, die in Teufen von bis zu 5 km versenkt wurden und durch verschiedenste diagenetische Prozesse beeinflusst wurden. Die Lagerstätten werden im Allgemeinen als dichtes Gasreservoir (*tight gas reservoir*) mit Permeabilitäten von weniger als 0,1 mD charakterisiert. Trotz dieser insgesamt geringen Durchlässigkeit treten Bereiche mit extrem hohen Permeabilitäten auf, die eine kommerzielle Förderung zulassen.

Im Rahmen der konventionellen Auswertung einer Bohrung fällt eine enorme Datenmenge an: geophysikalische Log-Kurven, sedimentologische Kerndaten, gesteinsphysikalische Daten sowie Ergebnisse der Dünnschliffanalyse. In dieser Arbeit wurden alle für eine Fazieszuordnung relevanten Daten zusammengestellt, um eine Interpretation unter Einbeziehung aller zur Verfügung stehenden Informationen zu ermöglichen.

Eine Charakterisierung von Permeabilitätsbarrieren sowie hochdurchlässigen Lagen stand im Vordergrund dieser Arbeit. Die Untersuchungen reichen von der Bestimmung der Barrieren am Bohrkern und ihre Korrelation zu Log-Messungen, über konventionelle petrographische Dünnschliffanalyse bis zur Identifizierung durchflußhemmender Lagen im Sub-Millimeter Bereich mittels digitaler Bildanalyse und hochauflösender Computertomographie, um die Heterogenität in verschiedenen Maßstäben erfassen zu können. Neben der Ermittlung der Abhängigkeit gesteinsphysikalischer Parameter von Gesteinsgefüge und Porenkenngrößen, wurde vor allem die Bedeutung diagenetischer Prozesse auf die Reservoirentwicklung untersucht, da insbesondere syn- und frühdiagenetische Veränderungen im Sedimentkörper die weitere diagenetische Entwicklung bestimmen. Wichtig hierbei ist die Verteilung von Tonmineralen im Gestein und ihr Einfluß auf Quarz-Lösung und -Zementation.

Abstract

Continental clastic sediments were deposited during the late Permian (Upper Rotliegend) in the Southern Permian Basin and represent the economically most important gas reservoir in Germany, the Netherlands and the southern North Sea.

The deposits consist of aeolian dune sediments, intercalated fluvial, alluvial and wadi deposits. They exhibit a high degree of heterogeneity with respect to porosity, permeability and sediment composition. The aeolian dune and interdune sandstones, locally interbedded with wadi and sabkha sediments are the prominent reservoir facies. Due to the heterogenic nature of the sediments and extensive diagenetic overprint during burial of up to 5000 m, these sandstones represent a tight gas reservoir characterized by permeabilities of less than 0.1 mD.

This thesis focuses on sediments of the Dethlingen Formation, presenting a new characterization of permeability barriers and interbedded highly permeable zones. In order to observe the heterogeneity over a range of lengthscales, permeability barriers have been defined in core and correlated to log data on a large scale. Petrographic thin section analysis, Digital Image Analysis and high-resolution X-ray Microtomography were integrated to identify the barriers down to sub-millimetre scale.

As the conventional interpretation of a well includes different types of data, e.g. geophysical logs, sedimentological core data, petrophysical data and results of thin section analysis, interpretation is mostly done using different software packages. In order to achieve a more integrated analysis of this data, relevant information has been collected and compiled so that different types of data can be examined, communicated and understood in an easier way.

The dependence of petrophysical properties on rock fabric and pore parameters has been revealed using analysis of petrographic thin sections and Digital Image Analysis. Synsedimentary and early diagenetic processes influence the later diagenetic evolution during burial and exhumation. The distribution of clay minerals in the sediment has been recognized as the most significant process influencing quartz dissolution and quartz cementation therefore diagenetically altering the pre-existing aeolian pin-stripe lamination and determining fluid flow through the sediment.

Vorwort

Die vorliegende Dissertation entstand während meiner Zeit als Doktorand am Fachbereich für Geowissenschaften der Philipps Universität Marburg und während meiner Tätigkeit bei Schlumberger Cambridge Research in Cambridge, England.

Mein herzlicher Dank gilt Prof. Dr. Heinrich Zankl für das Vertrauen, mich der RWE Dea AG für die Durchführung der Reservoir Studie zu empfehlen sowie für die Betreuung der daraus resultierenden Dissertation.

Die Durchführung dieser Dissertation war nur mit geeignetem Datenmaterial möglich. In diesem Sinne danke ich Herrn Dr. Holzapfel, Herrn Axel Kellner und Herrn Dr. Möller vom Labor Wietze der RWE Dea AG sowie Herrn Thorsten Scholz von der RWE Dea AG Hamburg, daß sie die Daten über das Gasfeld zur Verfügung gestellt haben. Der RWE Dea AG danke ich, für die Möglichkeit die Ergebnisse publizieren zu dürfen.

Am Fachbereich Geowissenschaften der Philipps Universität Marburg danke ich besonders Herrn Prof. Dr. Tietze für die Bereitschaft, mir Mikroskop und Digitalkamera für die Auswertung der Dünnschliffe zur Verfügung zu stellen sowie die offenen Diskussionen über das Rotliegende. Frau Katja Bieber gilt mein Dank für die Präparation der Dünnschliffe. Iris Müller und Christian Kassebaum danke ich für die Zusammenarbeit an der Uni.

Die Auswertung der Computertomographiedaten mittels virtueller Realität wäre nicht ohne Rutger Gras von der Firma Schlumberger möglich gewesen. Seinem Engagement ist es zu verdanken, daß ich diese Arbeit in Cambridge weiterführen konnte. Stephen Warner danke ich für die Einführung in die Software Inside Reality™. Für die Unterstützung bei der Konvertierung der Computertomographiedaten zur Visualisierung danke ich Alex Alexander in Cambridge, der ebenso wie Dr. Rachel Wood entscheidenden Anteil daran hatte, daß ich auf dem Gebiet der Computertomographie in den vergangenen zwei Jahren weiterforschen konnte.

Meinen Eltern danke ich dafür, daß sie mir in jeglicher Hinsicht die Freiheit gegeben haben diese Ausbildung durchzuführen.

Nadine, ich danke Dir für Deinen unermüdlichen Antrieb, der mir geholfen hat diese Arbeit zu Ende zu bringen.

Schlußendlich gilt man Dank allen, die mir immer wieder die allseits beliebte Frage „Wann bis Du denn (endlich) fertig?“ gestellt haben. Die Antwort lautet „Jetzt“. Mir fielen keine anderen Antworten mehr ein!

1 Einführung

Durch die Versenkung der Rotliegend-Sedimente des Norddeutschen Beckens in Teufen von bis zu 5 km und die Überprägung durch diagenetische Prozesse, sind die Gasspeichereigenschaften der primär hochporösen und sehr permeablen Dünensedimente eingeschränkt worden. Die Lagerstätten werden im Allgemeinen als dichtes Gasreservoir (*tight gas reservoir*) mit Permeabilitäten von weniger als 0,1 mD charakterisiert. Trotz dieser insgesamt geringen Durchlässigkeit treten Bereiche mit extrem hohen Permeabilitäten auf, die eine kommerzielle Förderung zulassen.

Im Vordergrund der vorliegenden Doktorarbeit steht die äolische Fazies eines Gasfeldes in Sandsteinen des Rotliegenden (Perm). Die Doktorarbeit baut auf den Ergebnissen einer einjährigen Studie auf, die von Mai 2002 – April 2003 vom Verfasser in Zusammenarbeit mit Prof. Dr. Zankl für das Labor Wietze der RWE Dea AG angefertigt worden ist. Im Rahmen der Studie sollte die Abhängigkeit gesteinsphysikalischer Daten von Gesteinsgefüge und Porenkenngrößen geklärt werden. Die ursprünglichen Schwerpunkte dieser Studie lagen auf einer Charakterisierung von Permeabilitätsbarrieren am Bohrkern und im Dünnschliff sowie der Korrelation der so aufgefundenen Barrieren zu Log-Messungen des Formation Micro Imager (FMI). Des Weiteren sollte die Abhängigkeit der Permeabilitätsbarrieren und gesteinsphysikalischen Parameter von Korngrößenvariationen und Zementationsabfolgen untersucht werden. Hierfür wurde eine umfangreiche Dünnschliffanalyse durchgeführt, in deren Rahmen der vulkanoklastische Kornanteil und die Intrapartikelporosität abgeschätzt wurden. Darüber hinaus sollten primäre und sekundäre Porenanteile definiert und quantitativ erfaßt werden. Für eine unabhängige Charakterisierung des Porenraums wurden Untersuchungen mit digitaler Bildanalyse durchgeführt und der Einfluß der Porenparameter auf gesteinsphysikalische Werte geprüft.

Zu diesem Zweck wurden von der RWE Dea AG Kernmaterial, Dünnschliffe und die Ergebnisse gesteinsphysikalischer Untersuchungen zur Verfügung gestellt.

Eine Charakterisierung von Permeabilitätsbarrieren sowie hochpermeabler Bereiche stand im Vordergrund dieser Arbeit. Die Untersuchungen reichen von der Bestimmung der Barrieren am Bohrkern und ihre Korrelation zu Log-Messungen, über konventionelle petrographische Dünnschliffanalyse bis zur Identifizierung durchflußhemmender Lagen im Sub-Millimeter Bereich mittels hochauflösender Computertomographie, um die Heterogenität in verschiedenen Maßstäben erfassen zu können. Neben der Ermittlung der Abhängigkeit gesteinsphysikalischer Parameter von Gesteinsgefüge und Porenkenngrößen, wurde vor

allein die Bedeutung diagenetischer Prozesse auf die Reservoirentwicklung untersucht. Insbesondere syn- und frühdiagenetische Veränderungen im Sedimentkörper legen die weitere diagenetische Entwicklung fest. Wichtig hierbei ist die Verteilung von Tonmineralen im Gestein und ihr Einfluß auf Quarz-Lösung und –Zementation. Zu diesem Zweck wurde besonders die Entstehung und Überlieferbarkeit von Feinlaminationen in äolischen Sandsteinen betrachtet, die signifikanten Einfluß auf SiO_2 -Transportmechanismen, Diageneseabfolgen sowie die Entstehung von Lösungs- und Stylolithbahnen haben.

Im Rahmen der konventionellen Auswertung einer Bohrung fällt eine enorme Datenmenge an. Dazu gehören am Bohrloch aufgenommene Log-Kurven, sedimentologische Kernaufnahmen, gesteinsphysikalische Untersuchungen an entnommenen Plugs sowie Daten der Dünnschliffanalyse. Die Daten, und ihre Interpretation, werden zumeist in unterschiedlichen Datenbanken gespeichert und mit verschiedenen Methoden ausgewertet. In dieser Arbeit wurden alle für eine Fazieszuordnung relevanten Daten zusammengestellt, um eine Interpretation unter Einbeziehung aller zur Verfügung stehenden Informationen zu ermöglichen.

Herkömmliche Permeabilitätsmessungen am Plug stellen nur Mittelwerte der im kleineren Maßstab auftretenden Heterogenität des Porengefüges fest, die durch Porendurchmesser, Porenform, Porenverbindungen und Poreneintrittsradien bestimmt werden. Daher wird in dieser Arbeit der Versuch unternommen, neben der herkömmlichen statistischen Auswertung von Porositäts- und Permeabilitätswerten und ihrem Verhältnis zueinander im Log-Maßstab, auch Phänomene zu beschreiben, die unterhalb dieser Größenordnung liegen. Dazu wurde die digitale Bildanalyse als ein vom Bearbeiter unabhängiges Werkzeug zur zweidimensionalen Auswertung von Dünnschliffen eingesetzt.

Da die bei der Bildanalyse ausgewerteten Daten nur ein zweidimensionales Bild des Porenraumes liefern, wurde der Versuch unternommen mittels hochauflösender Mikro-Computertomographie (μCT) ein dreidimensionales Bild des Porenraumes zu erhalten. Hierzu wurden Untersuchungen an der Bundesanstalt für Materialforschung und –prüfung (BAM) in Berlin durchgeführt.

Zur Visualisierung des dreidimensionalen CT-Datensatzes wurde die Software INSIDE REALITY™ (Schlumberger SIS) verwendet. Die Software ermöglicht es, sich virtuell innerhalb des Probekörpers zu bewegen, und außerdem zwischen Porenraum, Komponenten und Zementen zu differenzieren.

1.1 Datengrundlage

Im Rahmen der vorliegenden Arbeit wurden die Sandsteine des Gasfeldes anhand von fünf Bohrungen untersucht. Im Folgenden sind die bereitgestellten Daten nach Bohrungen zusammengefaßt.

Bohrung 1:

- Kern A: 14 Dünnschliffe
- Kern B: 11 Dünnschliffe
- Kernphotographien
- Logs
- Hg-Kapillardruckkurven
- Poreneintrittsradienverteilungen

Bohrung 2:

- Kern A: 24 Dünnschliffe
- Logs

Bohrung 3:

- Kern A: 11 Dünnschliffe
- CoreScan (ohne Bearbeitungssoftware)
- Logs
- Hg-Kapillardruckkurven
- Poreneintrittsradienverteilungen

Bohrung 4:

- Kern A: 15 Dünnschliffe
- Kern B: 14 Dünnschliffe
- CoreScan (ohne Bearbeitungssoftware)
- Logs
- Hg-Kapillardruckkurven
- Poreneintrittsradienverteilungen

Bohrung 5:

- Kern A: 17 Dünnschliffe
- CoreScan (ohne Bearbeitungssoftware)
- Logs

Zusätzlich wurden die folgenden Kerne mit einer Gesamtkernstrecke von etwa 48 m im Zeitraum vom 14.05. bis 28.05.2002 sowie vom 17.06. bis 21.06.2002 im Labor Wietze detailliert sedimentologisch aufgenommen (Tabelle 1):

Bohrung	Kern	Kernstrecke (m)	Kernlänge (m) / Kernverlust (m)
1	A	10,0	9,17 / 0,83
1	B	16,5	5,00 / 11,5
2	A	9,0	8,60 / 0,40
3	A	4,0	4,00 / 0,00
4	A	9,0	8,61 / 0,23
4	B	5,0	4,15 / 1,05
5	A	9,0	8,77 / 0,23

Tab. 1: Übersicht der untersuchten Bohrungen und Kernabschnitte.

Während der Kernaufnahme wurden gezielt Punkte festgelegt, an denen zusätzliche Plugs zur Untersuchung gesteinsphysikalischer Parameter entnommen werden sollten. Dadurch konnten in den Kernen auftretende sedimentologische Variationen in den Ergebnissen repräsentiert werden, die während der herkömmlichen Plugentnahme mit einem Abstand von ca. 30 cm nicht erfaßt wurden. Insgesamt standen dadurch Porositäts-/Permeabilitäts-Daten von 229 Plugs (176 radial, 53 axial) zur Auswertung zur Verfügung. Sowohl von den bereits bestehenden Plugs als auch von den neu gebohrten Plugs wurden Dünnschliffe zur Faziesanalyse und zur Untersuchung mit der digitalen Bildanalyse hergestellt.

1.2 Geologischer Rahmen des Untersuchungsgebietes

Zur Sedimentologie und Diagenese des Rotliegenden existiert eine Vielzahl von Studien, allerdings liegt der Schwerpunkt der meisten Arbeiten im westlichen Teil des südlichen Permbeckens im Bereich der Nordsee (unter anderem GLENNIE ET AL., 1978; GOODCHILD & WHITAKER, 1986; PYE & KRINSLEY, 1986; SULLIVAN ET AL., 1990; PURVIS, 1992; GEORGE & BERRY, 1994), was vor allem mit der weitaus höheren Anzahl an Explorationsbohrungen in diesem Bereich zusammenhängt. Die Ablagerungen in Norddeutschland und den nördlichen Niederlanden sind weniger detailliert beschrieben (HANCOCK, 1978; DRONG, 1979; LEE ET AL., 1989; PLATT, 1991; GAUPP ET AL., 1993; PLATT, 1994; CORD, 1995; KIERSNOWSKI ET AL., 1995; GAUPP, 1996; MCCANN, 1998).

Die hier vorgenommene Zusammenfassung zur Lage des Untersuchungsgebietes, seiner tektonischen Entwicklung und sedimentären Abfolge beruht auf einer Vielzahl von Arbeiten

der südlichen Nordsee bis nach Polen und besteht aus einer sedimentären Abfolge, die eine Mächtigkeit von stellenweise mehr als 2000 m erreicht (Abb. 1).

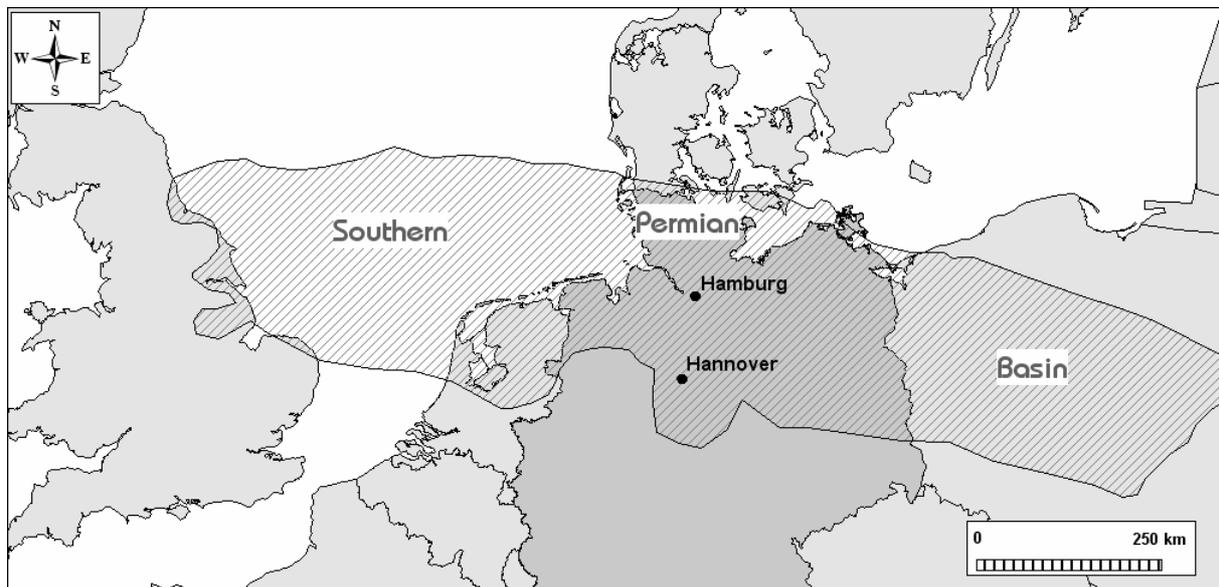


Abb. 1: Erstreckung des südlichen Permbeckens.

Die im südlichen Permbecken abgelagerten kontinentalen klastischen Rotsedimente stellen heute in Deutschland, den Niederlanden und der südlichen Nordsee das bedeutendste Gasreservoir dar (GLENNIE, 1990). Das Muttergestein für die unterpermischen Lagerstätten sind oberkarbonische Kohlenablagerungen. Als Abdeckung des Reservoirs fungieren die oberpermischen Zechstein Evaporite. Die Versenkungstiefe liegt zwischen 2000 m und 5000 m. Die Sandsteine sind durch diagenetische Prozesse stark überprägt worden, dabei kann es zu einer Verbesserung oder Verschlechterung der Reservoireigenschaften kommen.

Das Untersuchungsgebiet befindet sich ca. 30 km südöstlich von Bremen, 70 km südwestlich von Hamburg und ca. 70 km nordwestlich von Hannover (Abb. 2).

Es ist gekennzeichnet durch Nord-Süd streichende Graben- und Halbgraben-Systeme, die durch transtensionale Deformation während des Rotliegenden entstanden sind (Abb. 2).

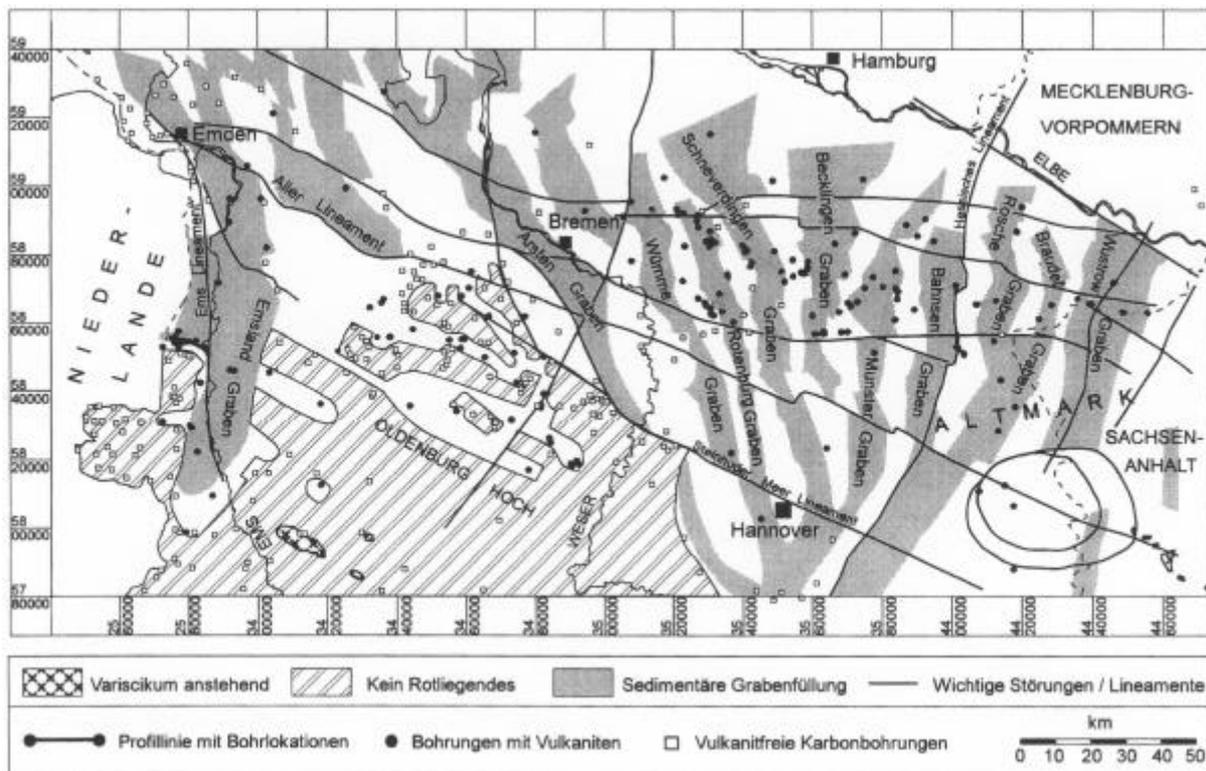


Abb. 2: Wichtige Strukturelemente NW-Deutschlands (umgezeichnet nach PLEIN, 1995). Störungen und Gräben nach GAST, 1988).

1.2.1 Tektonische und sedimentäre Entwicklung

Großräumige reliefbildende Hebungen traten in der Rotliegendzeit besonders im Bereich des Variszikums auf. Die damit verbundenen morphologischen Aufragungen wirkten nach GLENNIE (1972) und KATZUNG (1975) als Regenfänger in der relativen Trockenzone des „NE-Passats“ (NAIRN & SMITHWICK, 1976), so daß Wasser als Transportmittel zumindest in bestimmten Jahreszeiten in ausreichender Menge zur Verfügung stand. Aquatischer Transport und die Entstehung von Schwemmfächern sind deshalb charakteristisch für die intramontanen Becken und den unmittelbar angrenzenden Südrand der Mitteleuropäischen Rotliegendensenke. Weit in das Becken vorgeschobene Schwemmfächer treten dabei sowohl gleichzeitig als auch nacheinander in den zyklisch aufgebauten Oberrotliegend Abfolgen auf, wobei eine gewisse Lagekonstanz zu beobachten ist (PLEIN, 1978).

Es kann davon ausgegangen werden, daß der Hauptteil des klastischen Materials von Süden aus dem Variszikum und dem Brabanter Massiv in dieses große Epikontinentalbecken geschüttet wurde. Der Anteil von vulkanischem Geröllmaterial nimmt dabei nach Westen hin ab. Das von den südlichen Hebungsgebieten stammende klastische Material wurde in Abhängigkeit von den nur sehr temporär auftretenden, unterschiedlich starken Niederschlägen sehr verschieden weit in das Becken verfrachtet. In den Zentren der

Becken bildeten sich Sabkhas sowie flache, aber in ihrer Ausdehnung und in ihrem Salzgehalt stark schwankende, Seen (GLENNIE, 1970). Im Bereich der maximalen Depression kommt es auch zur Ausscheidung von Haliten.

Im Gegensatz zu den englischen und holländischen Sedimentationströgen ist der Abstand zwischen Abtragungsgebiet und Salinarbecken im norddeutschen Becken erheblich verkürzt. Dies führt zu einer zum Teil sehr engen Verzahnung von Schwemmfächerablagerungen mit Dünen- und Sabkha-Sedimenten in diesem Gebiet.

Dünensande sind entlang des Südrandes des Rotliegendbeckens weit verbreitet. Eingehende Darstellungen über die Gebiete zwischen Ostengland und den Niederlanden finden sich unter anderem in LUTZ ET AL. (1975). Die Verbreitung der äolischen Ablagerungen wird durch die Lage der Schwemmfächer, die Reliefverhältnisse, die Feuchtigkeitsverhältnisse und vor allem die Einwirkungsmöglichkeiten der Nordost-Passate bestimmt. Auch im Bereich der Schwemmfächer ist immer wieder die Einschaltung von geringmächtigen äolischen Sanden beobachtet worden. Weiter ostwärts nimmt ihr Anteil mit zunehmendem aquatischem Transport ab (KATZUNG, 1975).

Die gute bis sehr gute Sortierung, das untergeordnete Auftreten von Geröllen und tonig-sandigen Einschaltungen machen diese äolischen Sande als Speichergestein für Kohlenwasserstoffe besonders wichtig.

Die Sedimentationsfüllung des südlichen Permbeckens läßt sich für den Zeitraum des Oberrotliegenden in vier Sequenzen untergliedern (GAST, 1991) und ist in Abbildung 3 dargestellt.

Die erste Sedimentationsphase von kontinentalen klastischen Rotsedimenten (Havel-Subgruppe) ist von kleinräumigen Schwemmfächern (*alluvial fans*), ephemeren Flüssen und einzelnen äolischen Dünenfeldern geprägt. Die Sedimente wurden in den Grabenbereichen und im zentralen Bereich des Beckens entlang des Elbe-Oder-Lineaments abgelagert.

Die darauffolgende Phase der Elbe-Subgruppe läßt sich in die liegende Dethlingen-Formation und die hangende Hannover-Formation trennen. Beide werden durch die Ameland-Transgression separiert.

Die Dethlingen-Formation ist gekennzeichnet durch eine starke Subsidenz des Beckens in Kombination mit einer expandierenden Sedimentation am südlichen Beckenrand. Das Klima wechselt zu arideren Bedingungen. Dabei kommt es zur Ablagerung von äolischen Dünensandsteinen und Inerdünensedimenten sowie Sedimenten von ephemeren Flußläufen.

Während der folgenden Hannover-Formation wird das Becken durch stetige Subsidenz weiter vertieft und es kommt zur zyklischen Sedimentation von Sandsteinen, Tonsteinen und

evaporitischen Sedimenten. Diese Zyklizität wird durch Meeresspiegelschwankungen hervorgerufen, die durch episodische marine Ingressionen überprägt werden.

Die marine Zechstein-Transgression unterbricht die Sedimentation von kontinentalen Ablagerungen und es erfolgt ein Umschwung zu marinen Sedimentationsbedingungen. Das Becken wird überflutet und es kommt zur Ablagerung von Salzen.

Jede der oben beschriebenen Formationen kann in sedimentäre Zyklen bzw. Sequenzen weiter untergliedert werden.

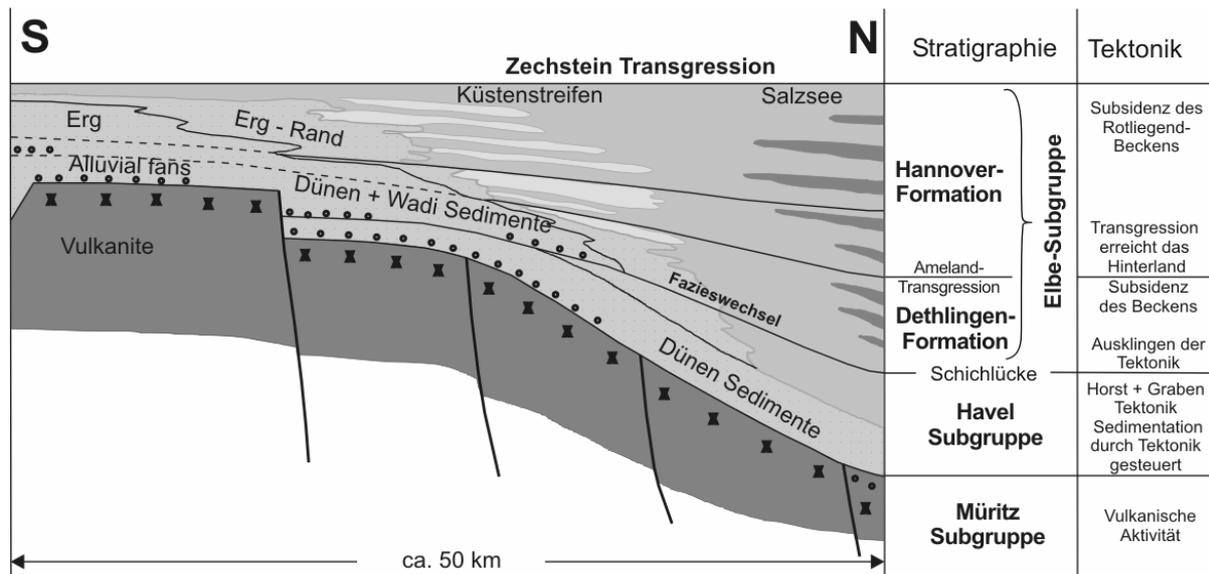


Abb. 3: Stratigraphie und tektonische Bewegungen für einen schematischen Nord-Süd-Schnitt durch das südliche Permbecken (verändert nach PLEIN, 1995).

Da in den untersuchten Bohrkernen nur Sedimente der Dethlingen-Formation angetroffen wurden, wird die folgende sedimentologische Beschreibung nur für die Zyklen der Dethlingen-Formation durchgeführt.

In der Paratypusbohrung Söhlingen Z2 ist die beckenrandliche sandige Fazies der Dethlingen Formation repräsentiert und zeigt die folgende Entwicklung: Das basale Fanglomerat von 34 m besteht überwiegend aus *debris-flow* Schüttungen und Wadi-Einschaltungen. Diese gehen zum Hangenden abrupt in eine äolisch geprägte Folge über, die in der Bohrung eine Mächtigkeit von 83 m erreicht. Die obersten 32 m der Dethlingen-Formation werden durch überwiegend aquatisch dominierte Sande (Sabkha, distale Alluvialfächer) bestimmt (PLEIN, 1995). Die klastischen Schüttungen am Südrand des südlichen Permbeckens erfolgten aus dem südlich anstehenden Variszikum und dem Brabanter Massiv (KATZUNG, 1974; LUTZ ET AL., 1975). Die sich dabei entwickelnden Schwemmfächer entwässern nach Norden in das Becken hinein und verzahnen sich je nach Morphologie mit äolischen Abfolgen.

1.2.2 Klima

Das Norddeutsche Becken lag zur Zeit des Rotliegenden im Bereich der Passatwinde der nördlichen Hemisphäre (10° - 15° N). Diese Zone zeichnet sich durch hohe Temperaturen, eine niedrige Luftfeuchtigkeit und eine geringe Niederschlagsrate von weniger als 25 cm pro Jahr aus (KESSLER, 1978). Diese Faktoren resultieren in einer hohen Evaporationsrate, spärlicher Vegetation und extremen Temperaturunterschieden zwischen Tag und Nacht. Die dadurch hervorgerufene hohe Erosionsrate liefert große Sedimentmengen, die durch äolische, alluviale und fluviatile Prozesse umgelagert werden.

Die generelle Windrichtung zu dieser Zeit war Ost-West, vergleichbar mit den Bedingungen in den Wüsten der heutigen nördlichen Sahara und Arabiens (GLENNIE, 1972; VAN WIJHE ET AL., 1980; GLENNIE, 1983; STEEL, 1983; GLENNIE, 1990; LUTHI & BANAVAR, 1988). Der Wechsel von humiden äquatorialen Bedingungen, unter denen die Kohlen des Karbons abgelagert wurden, zum ariden Klima des Rotliegenden war vor allem ein Effekt der Norddrift von Laurasia zu dieser Zeit.

Untersuchungen an Seif-Dünen in der Umgebung von Durham (England) haben gezeigt, daß die Dünen im Rotliegenden häufig Höhen über 50 m erreicht haben (GLENNIE, 1990). Dagegen erreichen Seif-Dünen in Nord-Afrika heutzutage nur Höhen von 10 m bis 20 m. Der Grund hierfür liegt in den wesentlich größeren barometrischen Druckunterschieden zwischen glazialen Polargebieten und dem Äquator durch großräumige permo-karbonische Vereisungen. Dadurch wurden die Zonen der Passatwinde am Äquator eingengt und erreichten höhere Windgeschwindigkeiten (KRINSLEY & SMITH, 1981). Eine ähnliche klimatische Situation herrschte im Pleistozän, die zur Ablagerung großer, über 100 m hoher Seif-Dünen führte.

1.3 Dünensedimente

Wüsten bedecken heute 20 – 30 % der Erdoberfläche. Dünensedimente befinden sich auch an den Küstenlinien von Meeren, Seen und Flüssen in ariden, semiariden und tropischen Klimabereichen. Der folgende Überblick über äolische Sedimente basiert auf den äußeren geomorphologischen Besonderheiten von Dünen und den internen geologischen Strukturen von Dünensedimenten aus der Literatur (unter anderem MCKEE, 1979; AHLBRANDT & FRYBERGER, 1982; PYE & TSOAR, 1990; COOKE ET AL., 1993; ABRAHAMS & PARSONS, 1994; LANCASTER, 1995). Die wichtigsten Faktoren in der Entstehung, Entwicklung in Größe und Form und dem Überleben von äolischen Dünensedimenten sind: 1) Wind, 2) Verfügbarkeit von Sand, 3) Korngrößenverteilung des Sandes, 4) Vegetation, 5) topographische Hindernisse, 6) Klima und 7) Sedimentationsraum. Während aller Stufen der Dünenentwicklung besteht eine Balance zwischen diesen Parametern und jede Änderung führt zu einer Periode der Unausgeglichenheit im System mit Erosion oder Akkumulation von Material bevor sich das System wieder einpendelt.

1.3.1 Sedimenttypen

Nach AHLBRANDT & FRYBERGER (1982) lassen sich Wüstensedimente in Dünen (*Dune sediments*), Interdünen (*Interdune deposits*), *Sand sheets* und Extradünen Sedimente (*Extradune Sediments*) untergliedern:

a) Dünen (*Dune sediments*)

Charakteristisch für Dünen ist eine meist tafelförmige (*tabular planar*) oder keilförmige (*wedge planar*) Schrägschichtung. Das Auftreten von trogförmiger Schrägschichtung ist selten. Die einzelnen Sedimentkörper versteilen sich zum Hangenden. Die Laminae einzelner Sets sind stets tangential zur unteren Begrenzung (*bounding surface*).

b) Interdünen (*Interdune deposits*)

Als Interdünen-Sedimente werden die Ablagerungen in den relativ flachen Gebieten zwischen den einzelnen Dünenkörpern bezeichnet. Die Einfallswinkel der Internstrukturen sind $< 10^\circ$. Durch sekundäre Prozesse, vor allem primären oder sekundären Wassereinfluß, erscheinen sie oftmals strukturlos. Die Interdünen-Sedimente lassen weiter in die folgenden drei Gruppen unterteilen:

Trockene Interdünen (*Dry Interdune*) – Der Ablagerungsprozeß ist vor allem von Rippeln abhängig. Die Sedimente sind schwach sortiert und fein laminiert.

Nasse Interdünen (*Wet Interdune*) – Die Schichtung in nassen Interdünen Sedimenten ist häufig aufgelöst. In den Sedimenten finden sich Schnecken, Muschel und Ostracoden, die den Wassereinfluß während der Sedimentation anzeigen.

Evaporit Interdünen (*Evaporit Interdune*) – Diese evaporitischen Sedimente finden sich im Bereich von Inland- und Küstensabkhas. Es handelt sich dabei um sehr variable Ablagerungen von Sand, Silt, Carbonatschlamm und Anhydrit. Adhäsionsrippeln und Trockenrisse zeugen vom Wassereinfluß während der Sedimentation. Die Schichtung ist oftmals zerstört.

c) Sand sheets

Als *Sand sheets* werden äolische Sedimente am Rande des Dünenfeldes bezeichnet, die meist nicht definierbare Dünenformen aufweisen. Es handelt sich hierbei um eine Übergangsfazies zwischen Dünen bzw. Interdünen und nicht äolischen Sedimenten. AHLBRANDT & FRYBERGER (1982) führen die folgenden Identifikationsmerkmale an: hoher Rippelindex (> 15), mäßige Schrägschichtung ($0 - 20^\circ$), häufig Bioturbation und Durchwurzelung, schlecht laminierte Lagen durch grainfall, 1 – 4 mm dicke Lagen durch Windrippeln (invers und normal gradiert) sowie Einschaltungen von nicht-äolischen Sedimenten.

d) Extradünen Sedimente (*Extradune Sediments*)

Als Extradünen-Ablagerungen werden die nicht-äolischen Sedimente am Rande des Dünenfeldes bezeichnet.

1.3.2 Sedimentologische Prozesse

Bevor Sandpartikel durch den Wind transportiert werden können, muß die Kohäsion zwischen benachbarten Körner und das Gewicht der einzelnen Körner überwunden werden. Sobald die Partikel vom Wind erfaßt worden sind, werden Körner mit einer Größe kleiner 60 – 70 μm in Suspension transportiert, wogegen gröbere Körner (60 – 1000 μm) durch eine Kombination aus Kornspringen (*Saltation*) und Kornkriechen (*creep*) bewegt werden (Abbildung 4). Die exakte Grenze zwischen Suspensionsfracht und Bodenfracht ist dabei abhängig von der Windgeschwindigkeit und Turbulenz (PYE & TSOAR, 1990). Die in der Luft bewegten Körner haben Landegeschwindigkeiten, die etwa 60 – 80 mal höher sind als bei vergleichbaren Körnern im Wasser. Der Aufprall dieser Körner auf den Boden ist der auslösende Mechanismus für den weiteren äolischen Sedimenttransport. Durch diese Einschläge und die Zugkräfte des Windes können große Körner ($> 500 \mu\text{m}$) oder weniger exponierte kleinere Partikeln durch Kornspringen in die Luft geschleudert werden oder an der

Oberfläche entlang kriechen (COOKE ET AL., 1993). Das einschlagende Sedimentpartikel kann hierbei auch wieder in die Luft zurückgeschleudert werden, abhängig von der Energie, die beim Einschlag an die umgebenden Körner abgegeben wurde.

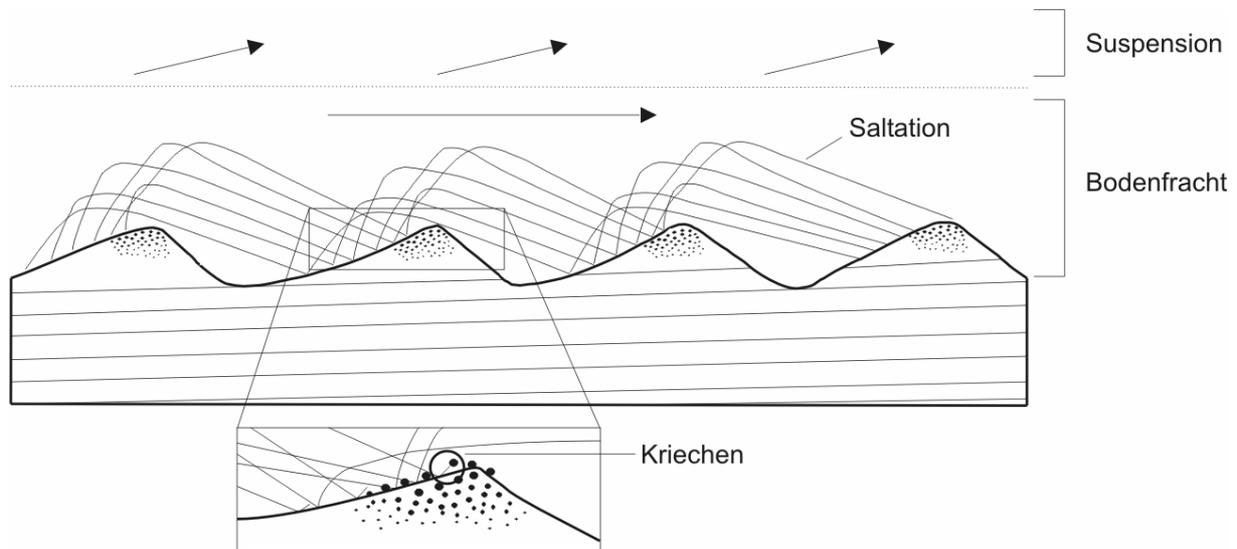


Abb. 4: Charakteristische Prozesse bei der Entstehung von Windrippeln. Als Resultat des Kornkriechens konzentrieren sich die größeren Körner am Top des Rippelkamms und feinere Partikel akkumulieren in den Trögen (verändert nach COOKE ET AL., 1993).

Bei ausreichender Sedimentfracht in der Suspension gibt es mehrere Möglichkeiten, die eine Dünenbildung begünstigen können. Sand kann bei Auftreten einer oder mehrerer der folgenden Bedingungen am Boden akkumuliert werden: 1) Hindernisse, die Windschatten hervorrufen, 2) Inhomogenitäten des Bodens, die zu unterschiedlicher Erosion führen, oder 3) Überreste früherer Dünenformen. Untersuchungen von KOCUREK ET AL. (1992) zur Dünenbildung auf Padre Island, Texas, haben gezeigt, daß sich Dünen bevorzugt dort entwickelt haben, wo die Windgeschwindigkeiten um 37 – 86 % erniedrigt hatten. Außerdem wird die Dünenbildung durch ein Mehrangebot an Sand gefördert.

Die Entwicklung von einzelnen Sandflecken (*sand patches*) zu Dünen erfolgt in fünf Stufen (KOCUREK ET AL., 1992). Die auf die windzugewandte Seite der Düne (*stoss face*) auftreffende Luft wird dabei komprimiert und die Windgeschwindigkeit erhöht sich. Nach Überschreiten des Dünenkammes wird der Luftkörper wieder dekomprimiert und die Windgeschwindigkeit verringert sich. Auf der Leeseite des Dünenkörpers kommen daher zwei Transportmechanismen zum Tragen: a) Sedimentation aus der Suspension (*grainfall*) und b) Sandfließen (*grainflow*). Diese beiden Prozesse werden im Folgenden erklärt.

a) Grainfall

Durch die Verringerung der Windgeschwindigkeit innerhalb der Suspensionswolke nach Überschreiten des Dünenkamms kommt es zur Sedimentation der schwersten Körner (*grainfall*). Die Korngröße der sedimentierten Körner verringert sich mit zunehmender Entfernung vom Dünenkamm (ANDERSON, 1988). Ab einer Dünenhöhe von ca. 0,3 – 0,5 m teilt sich der Luftstrom über der Düne und ein Teil trifft auf die windzugewandte Seite der folgenden Düne (Abbildung 5). Dadurch wird zwischen den beiden Dünenkörpern ein Luftstrom eingeschlossen, die sog. *separation bubble*. Der obere Teil dieses Luftstroms ist charakterisiert durch eine turbulente Mischzone (*turbulent mixing zone*), im unteren Teil strömt die Luft zurück zur Düne (*back flow*).

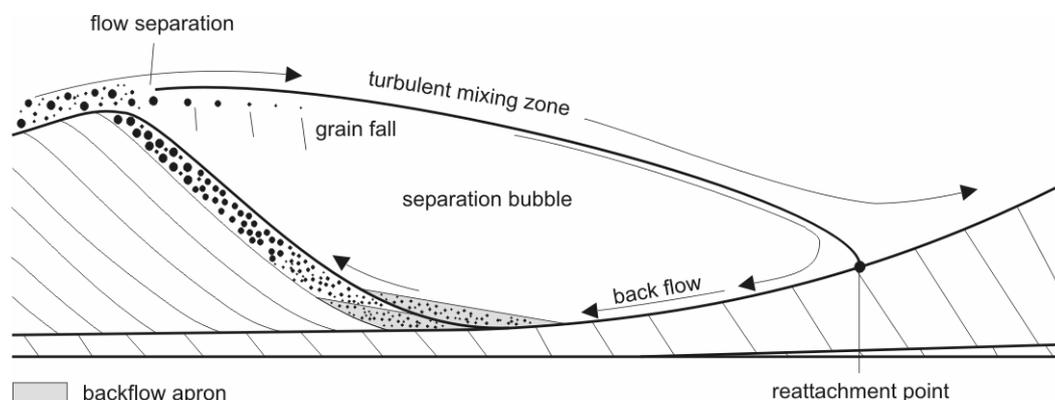


Abb. 5: Luftstrom auf der Leeseite einer Düne. Die Sedimentation von *grainfall*-Laminae findet in der Separationszone hindert dem Dünenkamm statt (verändert nach REINECK & SINGH, 1980).

b) Grainflow

Durch die stetige Sedimentation von *grainfall*-Sedimenten kommt es zu einer Versteilung des oberen Lee-Hanges, bis der kritische Reibungswinkel (*critical angle of friction*) bei $33^\circ - 36^\circ$ überschritten wird. An der Stelle, an der es zum Haftungsverlust kommt (sog. *pivot point*), bildet sich eine Böschung, die bis zum Dünenkamm heraufreicht und dazu führt, daß sich Sandlawinen vom Kamm lösen (Abbildung 6). Die einzelnen Sandlawinen sind etwa 0,1 – 0,3 m breit und erreichen eine Dicke von 0,01 – 0,03 m. Dadurch rotiert die Lee-Seite wieder zurück zum Ruhewinkel (*angle of repose*) mit einem Winkel von $21^\circ - 34^\circ$. Diese Rutschfläche auf der Düne wird als *dune slip face* bezeichnet. Diese *slip faces* sind durch einen oberen Bereich charakterisiert, der durch *grainfall* ständig übersteilt wird und sich durch *grainflow* wieder einregelt. Der untere Bereich wird überwiegend durch die Akkumulation von *grainflow* beeinflusst und nur untergeordnet durch *grainfall* (PYE & TSOAR, 1990).

Bei leicht feuchten Bedingungen oder durch das Ausfällen von Salz kann die Adhäsion zwischen den Körnern erhöht werden und der Sand rutscht in größeren Paketen (*slump strata*) auf der Lee-Seite herab (COOKE ET AL., 1993).

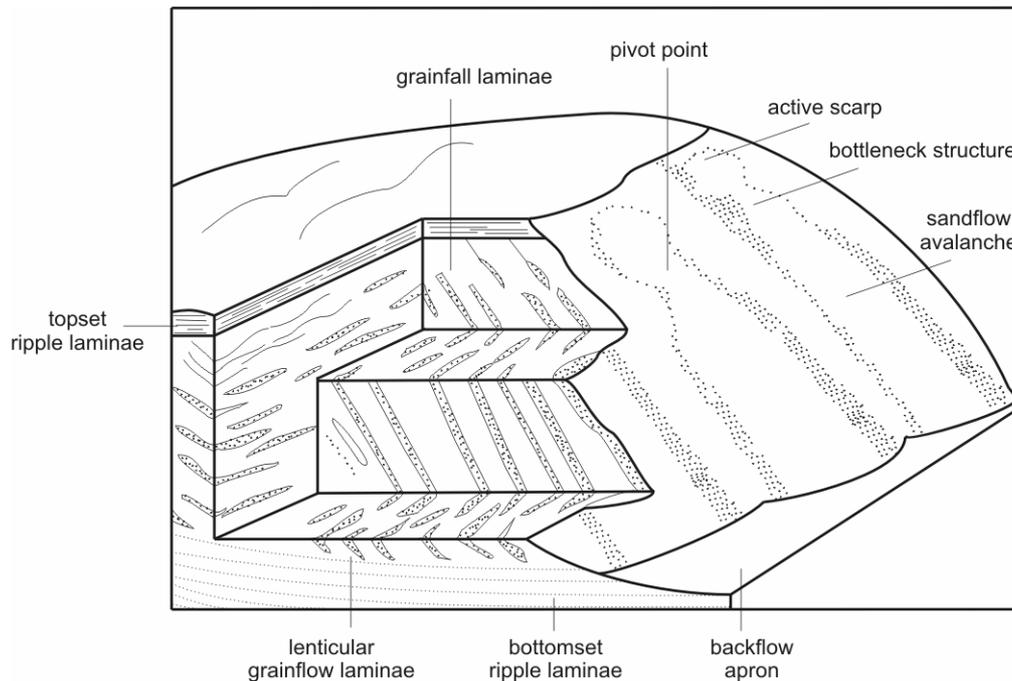


Abb. 6: Internstruktur einer kleinen Düne zeigt die Kombination der verschiedenen Sedimentationsprozesse (*grainfall, grainflow, ripple deposition*) (umgezeichnet nach HUNTER, 1977).

1.3.3 Sedimentäre Strukturen

Sedimentäre Strukturen lassen sich nach PYE & TSOAR (1990) in primäre und sekundäre Strukturen untergliedern. Primäre Sedimentstrukturen sind definiert als ein Set von Laminae, das bei entweder konstanten oder variablen Energiebedingungen bei einer spezifischen Kombination von Ablagerungsprozessen sedimentiert wurde (COLLINSON & THOMPSON, 1989; PYE & TSOAR, 1990). Wechselnde Bedingungen der Transportenergie werden einerseits durch Unterschiede innerhalb benachbarter Laminae, wie z. B. Korngröße, Kornform und Lagerung, dokumentiert oder andererseits durch unterschiedliche Größe und Form der Laminae. Ein Wechsel der Transportenergie ist aber keine Grundvoraussetzung für die Bildung unterschiedlicher Strukturen. Ein Beispiel hierfür ist die Bildung von *grainfall* und *grainflow* Sedimenten auf äolischen Dünen, da diese bei einer konstanten Transportenergie stattfindet.

Sekundäre Sedimentstrukturen entwickeln sich während oder nach der Ablagerung als Ergebnis der Zerstörung der primären Substanz und Struktur.

ASHLEY (1990) und MIKEŠ (2002) untergliedern äolische Sedimente in fünf hierarchische Klassen: Rippel und kleine, mittlere, große und sehr große Dünen. Zur Vereinfachung werden an dieser Stelle nur zwei generelle Gruppen diskutiert: Rippel und Dünen. Für die komplette Diskussion wird auf die Originalliteratur verwiesen. Die Unterscheidung zwischen Rippeln und Dünen beruht auf unterschiedlichen Sedimentationsprozessen. Dünen mit einer Höhe von etwa 0.5 m und höher entwickeln eine Auftrennung des Windstroms hinter der Düne, wodurch *grainfall* and *grainflow* Sedimente abgelagert werden können. Der Luftstrom hinter Rippeln zeigt diese Trennung nicht und die Sedimentpartikel werden nur in Bodenfracht (*bedload*) transportiert.

a) Rippel-Strukturen

Rippel-Strukturen sind im Allgemeinen mit Sedimenttransport in Form von Bodenfracht assoziiert (Saltation und Kornkriechen). Windrippel, definiert als 0.01 – 0.1 m hohe Erhebungen, weisen grobes Material konzentriert am Rippelkamm auf, während feinkörniges Material sich in den Trögen zwischen den Rippeln sammelt. Der Abstand zwischen den Rippeln ist abhängig von der Saltation der einzelnen Partikel und beträgt im Allgemeinen zwischen 0.1 bis 0.25 m. Rippelablagerungen weisen eine parallele Lamination auf, bei der jede Lamina nur wenige Millimeter dick sowie invers gradiert ist (Abbildung 4) (SCHENK, 1983). Die Dicke der Laminae wächst mit steigender Sedimentationsrate an. Rippelablagerungen finden sich auf der Luv- und Lee-Seite von Dünen als auch in Interdünen. Sie finden sich am Besten erhalten an der Basis der *slip face* im Bereich des rückwärtsgerichteten Luftstroms (Abbildung 5 & 6). Rippelablagerungen sind generell gröber und schlechter sortiert als *grainfall* und *grainflow* Sedimente (COLLINSON & THOMPSON, 1989). Die primäre Porosität von Rippelablagerungen erreicht Werte zwischen 40 – 46 % (HUNTER, 1977; SCHENK, 1983; ATKINS & MCBRIDE, 1992).

b) Dünen

In Dünen werden *grainfall* Laminae am obersten Bereich der Dünen *slip face* überliefert. Sie werden graduell feinkörniger zur Basis der Rutschfläche, und dünnen oberhalb des *backflow apron* aus. Die Dicke der einzelnen Laminae beträgt bis zu 0.05 m. Die Laminae sind parallel und ohne auffällige Grenzen. Der Einfallswinkel der *grainfall* Schrägschichtung kann einen Winkel von bis zu 28° erreichen. In Anschnitten parallel zur Transportrichtung zeigen sie eine tafelförmige oder aufwärts konvexe Schrägschichtung (Abbildung 6) (HUNTER, 1977). Eine auffällige Besonderheit von *grainfall* Sedimenten ist die Ausbildung von Morphologieausgleichenden Ablagerungen über unebenen Oberflächen. Die Porosität primärer *grainfall* Ablagerungen liegt nach HUNTER (1977), SCHENK (1983) und ATKINS & MCBRIDE (1992) im Bereich von 44 – 50 %.

Grainflow Ablagerungen entwickeln sich auf der Dünenleeseite, wenn der Winkel des Lee-Hanges sich dem kritischen Reibungswinkel nähert (Abbildung 6). Die Laminae sind generell dicker, bis zu einigen Zentimetern, und fallen mit $31^\circ - 34^\circ$ ein. Durch Scherstreß und kinetische Siebung innerhalb des Rutschungskörpers wandern gröbere Partikel zum Top der Rutschmasse (inverse Gradierung), werden aber außerdem auch zur Basis der Laminae transportiert (normale Gradierung) (Abbildung 7). Die Übergänge zwischen einzelnen *grainflow* Rutschungen sind daher durch scharfe Korngrößenänderungen charakterisiert. Abrutschungen von zusammenhängenden Sandpaketen auf der Leeseite führen zur Bildung von Rutschfalten und kleinen Störungen innerhalb des Körpers. Beim Auftreffen auf die Dünenbasis kann es zur Auflösung und Brekzierung des Sedimentpaketes kommen. In Anschnitten parallel zur Windrichtung weisen sie tafelförmige foresets auf, die bei gut entwickelten *grainflow* Laminae keilförmig werden. Der Kontakt der *grainflow* Ablagerungen mit dem *backflow apron* ist tangential. Des Weiteren kann sich eine trogförmige Schrägschichtung entwickeln. Die Porosität der primären *grainflow* Sedimente liegt bei 45 – 51% (HUNTER, 1977; SCHENK, 1983; ATKINS & MCBRIDE, 1992).

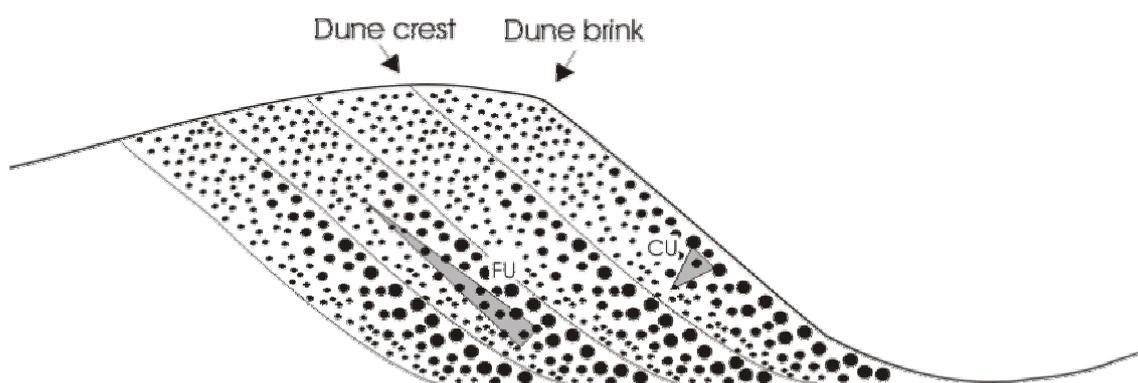


Abb. 7: Komponentensortierung durch *grainflow* auf der Dünenleeseite. Größere Partikel konzentrieren sich an der Außenseite der Laminae aufgrund von Scherstreß (CU für *coarsening upwards*). Aufgrund ihres Gewichts reichern sich größere Partikel an der Basis der Laminae an (FU für *fining upwards*) (modifiziert nach REINECK & SINGH, 1980).

In der Aufsicht sind die Laminae der foresets gerade oder geschwungen, und reflektieren damit die Originalform der Dünenrutschfläche auf der Leeseite. Schematische Diagramme zur Form der foresets in der Aufsicht werden von REINECK & SINGH (1980) gegeben. Geländebeispiele präsentieren COOKE ET AL. (1993) auf Seite 399, POTTER & PETTIJOHN (1977) auf Seite 90 - 97, ALLEN (1982) auf Seite 362 - 363 und in der Arbeit von HUNTER (1977). Ein Querschnitt durch eine Transversaldüne entlang der Transportrichtung ist in Abbildung 8 dargestellt.

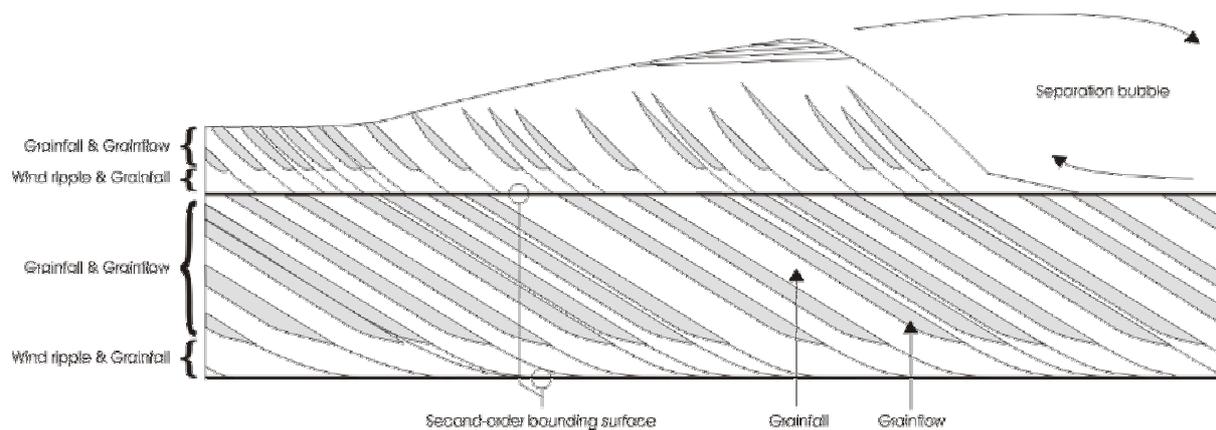


Abb. 8: Vertikaler Querschnitt entlang der Transportrichtung durch eine Transversaldüne (nach HUNTER, 1977).

c) Dünenüberlieferung und Dünengrenzen (*bounding surfaces*)

Die Sedimentation von äolischen Dünen kann nur stattfinden, wenn neue Dünen über bereits existierende hinwegwandern und dabei Teile der bestehenden Düne erodieren. Nur der nicht erodierte, untere Dünenteil wird daher im Allgemeinen über geologische Zeiträume überliefert. Die Oberflächen, die diese Überwanderung durch nachfolgende Schichten anzeigen, sind die sogenannten *bounding surfaces*. Die Klassifizierung dieser Dünengrenzen bezieht sich auf die Größenordnung des Dünensystems welches das Vorherige abschneidet (KOCUREK, 1988; KOCUREK & HAVHOLM, 1991). Generell werden dabei vier Hierarchien von *bounding surfaces* unterschieden (Abbildung 9).

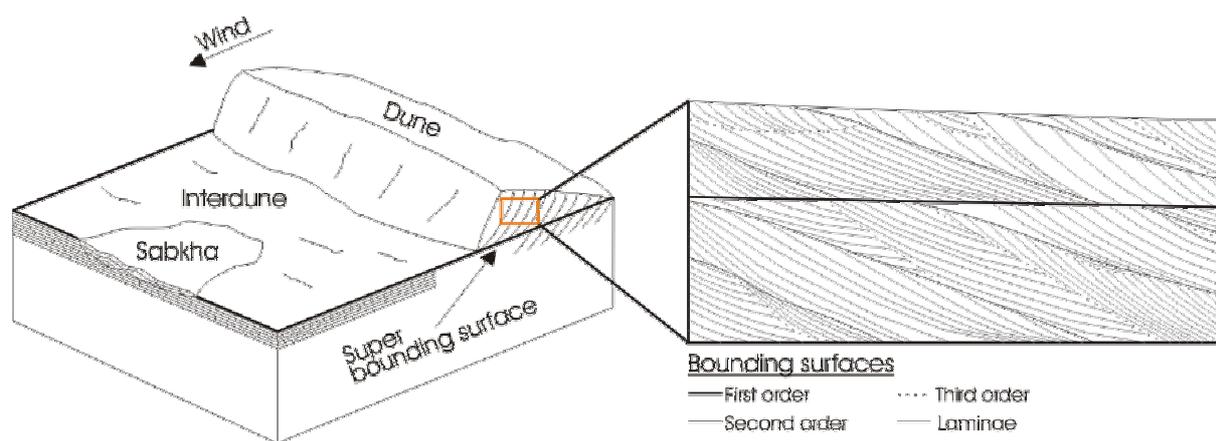


Abb. 9: Hierarchie von *bounding surfaces* (nach COLLINSON, 1981).

Die Dünengrenzen (*dune boundaries*), Schrägschichtungspakete (*boundaries of crossbed packages*) und Schrägschichtungsblätter (*cross beds*) sind als Grenzen erster, zweiter bzw. dritter Ordnung definiert (*first-, second- and third-order bounding surfaces*) Diese Grenzen

reflektieren die Bewegungen innerhalb eines Dünenfeldes durch wandernde Dünenkörper. Zusätzlich dazu treten die sog. „*super bounding surfaces*“ auf, die die Terminierung eines Dünenfeldes anzeigen. Hervorgerufen werden diese zum Beispiel durch Klimawechsel, Meeresspiegelschwankungen, Veränderung des Grundwasserspiegels oder der Sandzufuhr.

2 Sedimentologische Kernaufnahme und Logerstellung

Hintergrund für die hochauflösende Kernaufnahme war eine möglichst detaillierte Faziesdifferenzierung aufgrund sedimentologischer Anhaltspunkte zu erreichen. Diese Faziesdifferenzierung dient als Grundlage für die weiteren Untersuchungen zu Abhängigkeiten zwischen Gesteinsphysik und Fazies.

Bei der Aufnahme der genannten Kerne wurde besonderer Wert auf die detaillierte Dokumentation kleinräumiger sedimentologischer Wechsel innerhalb der Dune-/Interdune-Fazies gelegt. Dies umfaßt u. a. Farbwechsel, Korngrößenänderungen, Überblick über die Art der Zementation (Quarz/Calcit), Schichteinfallen, Auftreten von Grenzflächen und sedimentären Besonderheiten sowie die Häufigkeit und Dicke von besonders dichten Lagen. Besonders auffällige Bereiche sind mit digitalen Photos dokumentiert. Die Korngrößenaufnahme basiert auf der Klassifikation nach FOLK (1980). Eine Zusammenfassung der Ergebnisse wird in Kapitel 2.3 gegeben.

2.1 Logerstellung

Von den Kernen wurden Lithologs mit dem Programm CorelDraw im Maßstab 1:10 erstellt. Alle Befunde der Kernaufnahme sowie weitere Untersuchungen in diesem Zusammenhang wurden graphisch dargestellt. In Anlage I.1 bis I.7 sind die Logs auf DIN A3 verkleinert angefügt und befinden sich als .pdf-Dateien im Originalmaßstab auf der beigefügten CD.

Um eine Übersicht zu geben, sind die in den Logs verwendeten Parameter im Folgenden kurz zusammengefaßt:

- **Kernlänge:** Absolute Kernlänge in Metern
- **Kernqualität und Kernfestigkeit:** siehe Legende der Anlagen
- **Trennflächen:** Einfallen der sedimentären Schichtung und von Klüften. Die dargestellten Werte sind am Kern gemessene Werte und nicht für strukturelles Einfallen und Abweichung der Bohrung korrigiert
- **Lithologie:** siehe Legende der Anlagen
- **Korngrößenlog:** Am Kern visuell bestimmte Korngröße sowie das Auftreten von eingeschalteten feinlaminierten Bereichen
- **Beschreibung:** Kurze Zusammenfassung der Kernansprache.
- **Sortierung:** siehe Legende der Anlagen

- **Zemente:** Visuelle Untersuchung sowie Tests mit HCl am Kern zur Unterscheidung zwischen quarzitischen und calcitischen Zementen
- **Farbe:** nach visueller Untersuchung, verwendete Farbkürzel:
 bn – braun, **ge** – gelb, **gn** – grün, **gr** – grau, **or** – orange, **ro** – rot und
 Kombinationen, Abstufung: = -lich (Bsp.: ge= gelblich)
- **Fazies:** Zuordnung zu den unten beschriebenen Faziesassoziationen
- **Plug-Nummer:** anonymisierte Plug-Nummern
- **Porositäts- und Permeabilitätswerte:** nach Plug-Messungen
- **Kernbilder und Core-Scans**
- **Permeabilitätskurve:** nach Plug-Messungen
- **Porositätskurven:** nach Messung am Plug und Ergebnissen der Bildanalyse
- **Häufigkeit von Porenklassen nach Bildanalyse**
- **Poroneintrittsradienverteilung bzw. Kapillardruckkurven** (falls vorhanden)
- **Verteilung der Porenklassen im Dünnschliff:** binäre Bilder nach Bildanalyse (schwarz = Porenraum, weiß = Matrix), gleicher Ausschnitt wie DS-Bilder
- **Dünnschliffbilder:** Scans der Dünnschliffe, Größe: ca. 17,2 x 12,6 mm

2.2 Fazieszuordnung

Die auftretenden sedimentologischen Phänomene lassen sich nach Kernaufnahme, Dip-Log und FMI-Daten den Faziesassoziationen **Dune/Interdune**, **Dry Sandflat**, **Damp Sandflat**, **Distal Alluvial Fan** und **Proximal Alluvial Fan** zuordnen.

Die **Dune/Interdune** Fazies setzt sich aus gelben bis rot-braunen, gut schräggeschichteten ($> 10^\circ$), unidirektionalen, überwiegend bimodalen Sandsteinen zusammen. Es tritt eine engständige Lamination von Fein- bis Grobsandlagen auf.

Die **Dry Sandflat** Fazies wird aus engständig horizontallaminierten oder schwach multidirektional schräggeschichteten ($< 10^\circ$) Fein- bis Mittelsandsteinen aufgebaut.

Die **Damp Sandflat** Fazies ist charakterisiert durch strukturlose Fein- bis Mittelsandsteine, z.T. mit zwischengeschalteten Tonlaminae.

Distale alluviale Sandsteine werden durch tonige, geflaserte und/oder wellig laminierte, gut bis mäßig sortierte Fein- bis Mittelsandsteine repräsentiert.

Die Fanglomerate der **Proximal Alluvial Fan** Fazies sind horizontallaminiert oder wellig geschichtet, überwiegend tonig und schlecht sortiert. Eingeschaltet sind grobe, dispers verteilte Komponenten

Hierzu kommen äolisch sedimentierte und zum Teil fluviatil beziehungsweise alluvial überprägte Sandsteine, die durch eine intensive **Feinlamination** und erhöhten Tonanteil charakterisiert sind. Diese werden in Kapitel 7 ausführlich beschrieben.

2.3 Sedimentologische Kernaufnahme

Es wurden sieben Kernstrecken mit einer Gesamtlänge von etwa 48 m im Detail aufgenommen und die generelle sedimentäre Profilentwicklung anhand von eindeutigen Merkmalen für die Ablagerungsprozesse beschrieben. Dabei hat sich besonders die detaillierte Aufnahme von Feinlaminationen und Permeabilitätsbarrieren als geeignet erwiesen, um die Einflüsse auf die Permeabilität deutlich zu machen.

Die Differenz zwischen der angegebenen Bohrmeisterteufe (BMT) und der gemessenen Tiefe (MD) wurde im visuellen Abgleich zwischen den im Bohrkern beobachteten sedimentären Mustern und den FMI-/FMS-Logs ermittelt und auf den Logs vermerkt.

In einem zweiten Schritt wurden die relevanten Abschnitte der FMI-/FMS-Logs gescannt, um sie mit den Ergebnissen der sedimentologischen Kernaufnahme zu korrelieren. Dies ist in Anlage II.1 bis II.7 dargestellt.

An dieser Stelle wird eine Zusammenfassung der Ergebnisse der sedimentologischen Untersuchungen gegeben. Die detaillierten Beschreibungen finden sich auf den jeweiligen Logs (Anlage I.1 bis I.7).

2.3.1 Bohrung 1 Kern A

Kernlänge: 10,0 m

Kerngewinn: 9,17 m

Kernverlust: 0,83 m

Kern-Log-Shift: MD = BMT + 1,0 m

Abbildung 10 zeigt die generelle Porositäts- und Permeabilitätsentwicklung in diesem Kernbereich.

Der liegende Teil des Kerns (9,15 - 7,35 m Kernlänge, siehe Anlage I.1) wird aus horizontal bis schwach schräggeschichteten ($0-10^\circ$), unidirektionalen, bimodalen Sandsteinen aufgebaut. Die Bimodalität wird durch eine feine Lamination zwischen Mittel- und Feinsandlagen hervorgerufen. Zum Hangenden wird diese Interdune-Fazies durch eine bounding surface begrenzt, welche die Schrägschichtung kappt.

Die Porosität liegt im gesamten unteren Bereich unter 4%, die Permeabilität bei etwa 0,1 mD. Der Verlust an Porosität ist vor allem auf das starke Auftreten von Calcitcement zurückzuführen. Die Anwendung der digitalen Bildanalyse war aufgrund der geringen Porosität nur an einer Probe (Plug 280) möglich, und zeigt das Vorherrschen von kleinen Porendurchmessern an. Die Auswertung der Poreneintrittsradienverteilungen zeigen einen hohen Anteil von Mikroporosität (> 45-50%) am Gesamtporenvolumen.

Oberhalb der bounding surface (7,35 - 5,6 m) folgen +/- horizontalgeschichtete ($< 5^\circ$), multidirektionale, bimodale Sandsteine, die als Dry Sandflat Fazies interpretiert werden. Der Übergang zum Hangenden erfolgt nicht kontinuierlich, sondern ist ebenfalls durch eine bounding surface gekennzeichnet.

Die Porosität liegt in diesem Bereich unter 4%, die Permeabilität ist kleiner 0,1 mD. Der Verlust an Porosität ist auch hier auf Calcitcement sowie Anhydritcement zurückzuführen. Eine Anwendung der digitalen Bildanalyse war nicht möglich. Die Poreneintrittsradienverteilung (Plug 200) zeigt einen sehr hohen Anteil an Mikroporosität (> 55%) am Gesamtporenvolumen.

Der oberste Kernbereich (5,6 - 0,0 m) ist durch unidirektionale, deutlich schräggeschichtete ($10-15^\circ$) bimodale Sandsteine gekennzeichnet. Diese sind der Dünen-Fazies zuzuordnen.

Die Porosität liegt im Bereich zwischen 2-12 %, die Permeabilität zeigt einen Trend mit den höchsten Werten am Top des Kernes (~ 50 mD). Zwei Bereiche jeweils knapp oberhalb von synsedimentären Rutschungen (3,5 m & 1,6 m) bilden deutliche Porositäts- und

Permeabilitätsbarrieren (Abbildung 11). Diese sind mikroskopisch durch die Ausbildung von Kompaktions- bzw. Stylolithbahnen in den Feinsandlagen gekennzeichnet (Abbildung 12). Die Poren sind in diesem obersten Kernbereich deutlich größer als im liegenden Dünenbereich. Ebenso zeigen die Poreneintrittsradienverteilungen einen geringeren Anteil an Mikroporosität und einen Trend zu den größten Poreneintrittsradien am Top. Dies wird durch eine erhöhte Komponenten- und vor allem Zementlösung hervorgerufen.

Siehe hierzu auch: Anlage I.1 Log Bohrung 1 Kern A,
 Anlage II.1 Log mit FMI Bohrung 1 Kern A,
 Anlage VIII.1 Ergebnisse Bildanalyse Bohrung 1 Kern A.

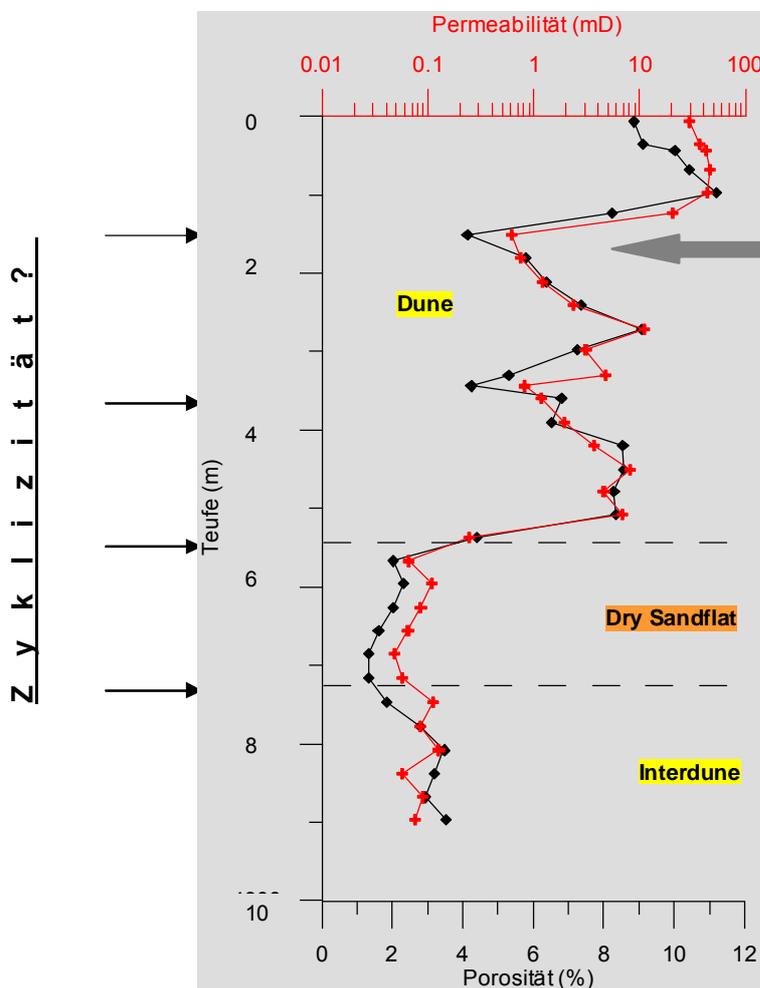


Abb. 10: Porositäts- und Permeabilitätstrend Bohrung 1 Kern A.



Abb. 11: Permeabilitätsbarriere oberhalb einer synsedimentären Rutschung.

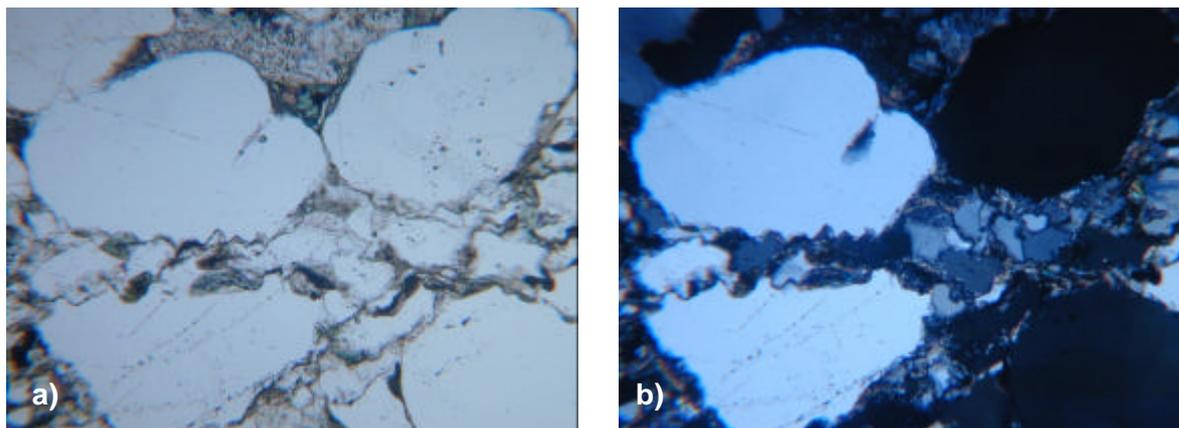


Abb. 12: Bildung von Stylolithbahnen (Bohrung 1 Kern A; 3,44 m; Plug 124: a) DS1801 II Pol., b) DS1802 X Pol., beide x77.

2.3.2 Bohrung 1 Kern B

Kernlänge: 0,0 – 16,5 m

Kerngewinn: 5,0 m

Kernverlust: 11,5 m

Kern-Log-Shift: MD = BMT + 1,4 m

Abbildung 13 zeigt die generelle Porositäts- und Permeabilitätsentwicklung in diesem Kernbereich.

Nach Auswertung der FMI- und Dipmeterdaten steckt im Kernverlust die Entwicklung von Dünen bottomsets zu foresets. Dieser Bereich umfaßt die unteren 5 m und wird von einer bounding surface gekappt. Darüber folgt die Entwicklung eines neuen, ca. 10 m mächtigen Dünenkörpers, dessen oberster Teil (foresets, 10-15°) im unteren Kernbereich aufgeschlossen ist. Bei 1,0 m (Kernlänge, siehe Anlage I.2) folgt wiederum eine Kappung dieses Dünenkörpers mit darüber folgenden bottom- bis foresets einer neuen Düne.

Der Bereich von 5,0 - 2,9 m ist aus hellroten, bimodalen Sandsteinen aufgebaut. Sie zeigen einen deutlichen rhythmischen Wechsel von ca. 3-5 mm dicken Feinsand- und Mittelsandlagen.

Der obere Kernbereich von 2,9 - 0,0 m besteht aus hellroten Fein- bis Mittelsandsteinen (ob. fS – unt. mS), in die Mittel- bis Grobsandlagen (ob. mS – unt. gS) eingeschaltet sind. Stellenweise findet sich eine Lamination aus Silt- bis Feinsandlagen.

Die Porosität liegt in diesem Kern zwischen 3,7 und 13,7 %, die Permeabilität zwischen 0,1 und 143 mD.

Besonders auffällig ist ein ca. 20 cm mächtiger Bereich aus grauen Silt- und Feinsandlagen bei 1,8 m (Abbildung 14), der quarzitisch gebunden ist. Die Porosität ist in diesem Bereich auf etwa 1,3 % reduziert, die Permeabilität liegt bei 0,0034 mD.

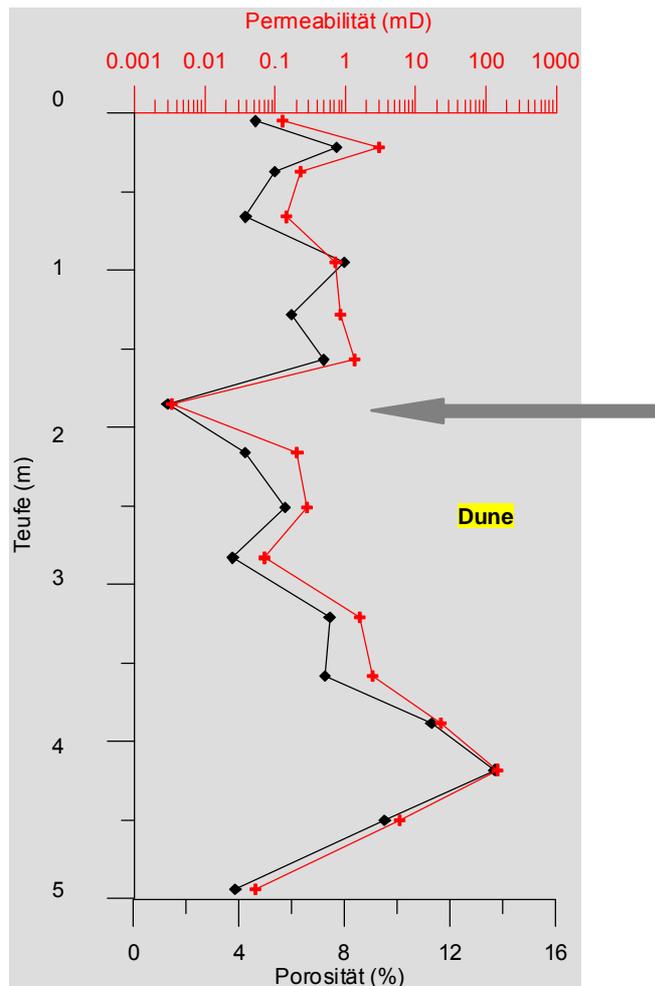


Abb. 13: Porositäts- und Permeabilitätstrend Bohrung 1 Kern B.



Abb. 14: Dicht laminiertes Silt- bis Feinsandstein, wirkt als Permeabilitätsbarriere.

Siehe hierzu auch: Anlage I.2 Log Bohrung 1 Kern B,
 Anlage II.2 Log mit FMI Bohrung 1 Kern B,
 Anlage VIII.2 Ergebnisse Bildanalyse Bohrung 1 Kern B.

2.3.3 Bohrung 2 Kern A

Kernlänge: 0,0 – 9,0 m

Kerngewinn: 8,6 m

Kernverlust: 0,4 m

Kern-Log-Shift: MD = BMT + 3,4 m

Abbildung 15 zeigt die generelle Porositäts- und Permeabilitätsentwicklung in diesem Kernbereich.

In diesem Kern wurden ca. 0,5 m des liegenden Vulkanits erbohrt. Der Übergang zu den darüberliegenden Dry Sandflat Sedimenten erfolgt über einen dünnen (3 cm) Aufarbeitungshorizont aus grüngrauem Schluff mit Tonklasten.

Die Sedimente der Dry Sandflat Fazies (8,05 - 4,30 m Kernlänge, siehe Anlage 1.3) sind aus +/- horizontalgeschichteten, quarzitisches gebundenen Feinsandsteinen aufgebaut. In diese sind calcitisch zementierte dünne Mittelsandlagen sowie dünne schichtparallele Tonlagen eingeschaltet. Bei 6,60 m tritt ein markanter Farbwechsel auf. Eine innerhalb der Dry Sandflat Fazies auftretende bounding surface bei 5,0 m hat keinen Einfluß auf Porosität oder Permeabilität. Der unterste Bereich dieses Abschnittes ist stark durch aus dem Vulkanit aufsteigende Lösungen beeinflusst. Hier tritt mit etwa 7 % der höchste Anteil an sekundärem Quarzzement auf. Die auch im FMI (Anlage II.3) sichtbare starke Lamination aus Feinsandlagen zwischen 6,5 - 5,75 m wirkt als Permeabilitätsbarriere, unterhalb der sich ein schwacher Lösungshorizont ausgebildet hat.

Bei dem Bereich zwischen 4,3 - 3,3 m handelt es sich um äolische Fazies (Dry Sandflat oder Interdune-Fazies) mit fluvialer Überprägung. Der Bereich beginnt im Liegenden mit einem etwa 15 cm mächtigen eng laminiertem Feinsandstein (Abbildung 16). Die darüber folgenden Fein- und Mittelsandsteine sind schwach schräggeschichtet ($< 10^\circ$) und sind zum Teil engständig auf den Schichtflächen durch dünne Tonlagen laminiert. Auffällig ist das Auftreten von Tonklasten mit bis zu 5 mm Durchmesser.

Dieser Bereich bildet eine starke Permeabilitätsbarriere, unterhalb der sich ein starker Lösungshorizont am Top der darunterliegenden Dry Sandflat Fazies ausgebildet hat.

Über dieser Fazies folgen konstant schräggeschichtete ($7-12^\circ$) Mittelsandsteine mit geringen Einschaltungen von Feinsandlagen, aber bereichsweise sehr deutlichen Tonlagen. Diese sind Dünen bottomsets bis foresets zuzuordnen. Porositäts- und Permeabilitätswerte steigen zum Hangenden dieser Fazies an. Dies kann auf die Konzentration von Lösungen im

Topbereich zurückgeführt werden, da oberhalb dieses Abschnittes ebenfalls eine Permeabilitätsbarriere folgt.

Siehe hierzu auch: Anlage I.3 Log Bohrung 2 Kern A,
Anlage II.3 Log mit FMI Bohrung 2 Kern A,
Anlage VIII.3 Ergebnisse Bildanalyse Bohrung 2 Kern A.

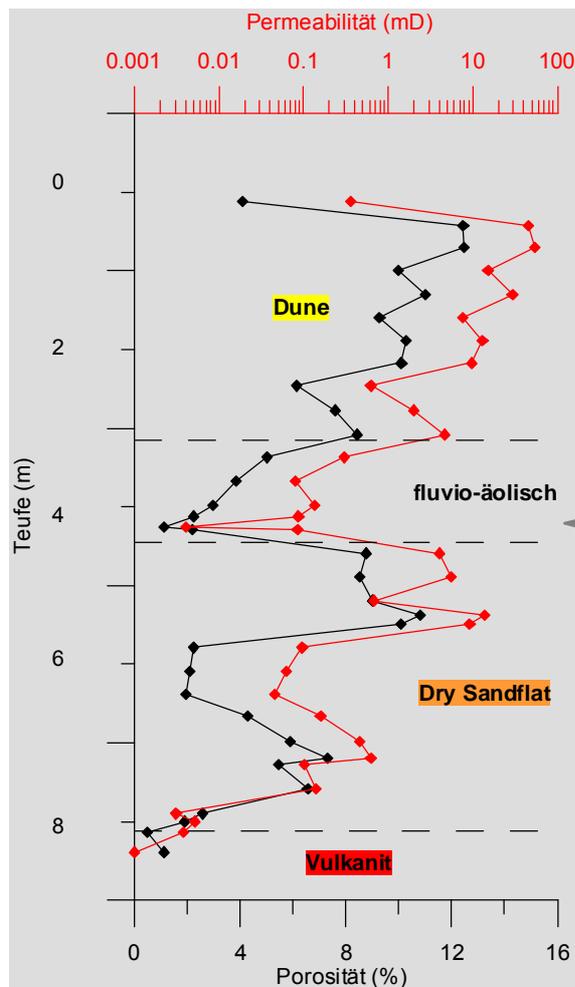


Abb. 15: Porositäts- und Permeabilitätstrend Bohrung 2 Kern A.



Abb. 16: Dicht laminiertes Silt- bis Feinsandstein, wirkt als Permeabilitätsbarriere. Darüber Mittelsandstein, häufig mit Tonklasten.

2.3.4 Bohrung 3 Kern A

Kernlänge: 0,0 – 4,0 m

Kerngewinn: 4,0 m

Kernverlust: 0,0 m

Kern-Log-Shift: MD = BMT + 3,3 m

Abbildung 17 zeigt die generelle Porositäts- und Permeabilitätsentwicklung in diesem Kernbereich.

Mit diesem Kern wurde der obere Bereich eines ca. 10 m mächtigen Dünenkörpers erbohrt. Dieser weist den besten Porositäts-/Permeabilitätstrend aller untersuchten Kerne auf. Etwa 2 m oberhalb des Kernbereiches folgt eine bounding surface, die zu einer Porositätsreduzierung führt und eine Permeabilitätsbarriere darstellt. Diese Barriere sowie der ca. 10 m weiter oberhalb gelegene Übergang in alluviale Fan-Sedimente dürften für die starke Konzentrierung von Lösungen verantwortlich sein, die zur Bildung von ausgedehnter sekundärer Porosität geführt haben.

Der Kernbereich ist aus Dünen foresets aufgebaut deren Schichtblätter konstant mit 25-30° einfallen. Die schräggeschichteten Mittelsandsteine sind z.T. sehr mürbe. Dazwischen eingeschaltete grain-fall Lagen aus Feinsand sind deutlich dichter und fester (Abbildung 18). Ein 30 cm mächtiger Bereich bei 2,0 m und ein 15 cm mächtiger Bereich bei 1,5 m sind aus einer engständigen Feinsandlamination aufgebaut, was zu einer Reduzierung der Porosität von etwa 17 % auf 10-12 % führt. Die Permeabilität in diesen Lagen ist ebenfalls eingeschränkt (100 bzw. 380 mD), kann aber noch als sehr gut angesehen werden.

Der Kern weist die höchsten Poreneintrittsradien und die größten Porenradien auf.

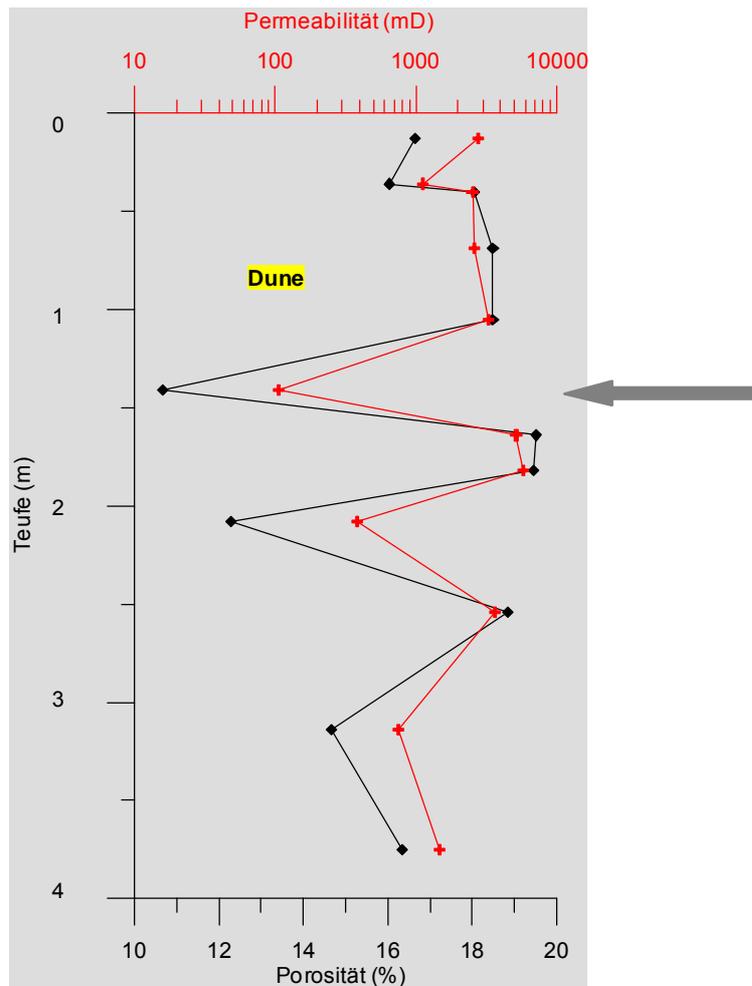


Abb. 17: Porositäts- und Permeabilitätstrend Bohrung 3 Kern A.



Abb. 18: In sehr mürben Mittelsandstein eingeschaltete Lage aus Feinsand.

Siehe hierzu auch: Anlage I.4 Log Bohrung 3 Kern A,
 Anlage II.4 Log mit FMI Bohrung 3 Kern A,
 Anlage VIII.4 Ergebnisse Bildanalyse Bohrung 3 Kern A.

2.3.5 Bohrung 4 Kern A & B

Aufgrund des direkten Überganges der Kerne A und B der Bohrung 4 werden die Kernbereiche hier zusammen beschrieben.

Kern 4	Kern 5
Kernlänge: 0,16 – 7,0 m	7,0 – 14,2 m
Kerngewinn: 8,61 m	4,15 m
Kernverlust: 0,23 m	1,05
Kern-Log-Shift: MD = BMT + 7,6 m	MD = BMT + 7,5 m

Abbildung 19 zeigt die generelle Porositäts- und Permeabilitätsentwicklung in diesen Kernbereichen.

Der liegende Bereich (13,15 - 9,9 m Kernlänge, siehe Anlage I.6) dieser Bohrung besteht aus deutlich schräggeschichteten (10 - 15°), mürben Mittelsandsteinen mit schwacher Lamination aus Feinsandlagen. Es handelt sich hierbei um nur schwach mit Calcit zementierte Dünen foresets. Dieser Kernbereich besitzt die größten Porositäten (13-18 %) und die höchsten Permeabilitäten (16-700 mD) beider Kernabschnitte. Der Abschnitt ist gekennzeichnet durch große Poreneintrittsradien und große Porendurchmesser. Diese Phänomene sind auf einen hohen Anteil an Sekundärporosität zurückzuführen, die durch Lösungen gebildet wurde. Die Lösungen stauten sich unter der oberhalb anschließenden alluvial beeinflussten Folge.

Der alluvial beeinflusste Abschnitt (9,9 - 8,0 m) besteht im unteren Teil aus äolischen Sandsteinen mit einer bimodalen Lamination von Feinsandlagen (unt. fS) und Mittelsandlagen (unt.-ob. mS). Die calcitisch zementierten Lagen sind schwach schräggeschichtet (Abbildung 21). Im oberen Teil dieses Abschnitts sind zwei Horizonte aus strukturlosem Mittelsandstein mit Grobsandklasten zwischengeschaltet. Diese stellen die distalen Ablagerungen von Schwemmfächern (Distal Alluvial Fans) dar. Dadurch kommt es zu einem erhöhten Eintrag von detritischem Ton in die äolischen Sedimente.

Der darüberliegende Interdune Bereich (8,0 - 3,9 m) ist aus schwach schräggeschichteten (< 10°), unidirektionalen, bimodalen Sandsteinen aufgebaut. Diese bestehen aus Mittelsandlagen mit einem unterschiedlich hohen Anteil an Feinsandlagen. Ein sehr dicht laminiertes, etwa 15 cm mächtiger Feinsandbereich (6,0 m) führt zur Ausbildung einer

Permeabilitätsbarriere, unterhalb der sich aber durch Lösung sekundäre Porosität bilden konnte. Die Permeabilität erreicht in diesem Lösungsbereich max. 50 mD.

Der oberste Abschnitt (3,9 - 0,16 m) besteht aus +/- horizontalgeschichteten, bimodalen Mittelsandsteinen mit Feinsandlagen. Diese werden als Dry Sandflat Sedimente interpretiert. Dazwischengeschaltet sind Ausläufer von distalen Schwemmfächern in Form von schlecht sortierten, horizontal- bis leicht schräggeschichteten Mittelsandsteinen mit Kiesklasten (Quarzit-, Tonstein- und Vulkanitklasten).

Bei 3,8 m und 0,8 m befinden relativ strukturlose Sandsteine, in denen Schichtung aber noch reliktmäßig erkennbar ist (Abbildung 20). Diese Lagen waren schon so weit diagenetisch verfestigt, daß sie beim Wassereintritt in das Sediment im Paket abrutschten und das Gefüge nicht aufgelöst wurde.

Siehe hierzu auch:

- Anlage I.5 Log Bohrung 4 Kern A,
- Anlage I.6 Log Bohrung 4 Kern A,
- Anlage II.5 Log mit FMI Bohrung 4 Kern A,
- Anlage II.6 Log mit FMI Bohrung 4 Kern B,
- Anlage VIII.5 Ergebnisse Bildanalyse Bohrung 4 Kern B,
- Anlage VIII.6 Ergebnisse Bildanalyse Bohrung 4 Kern B.

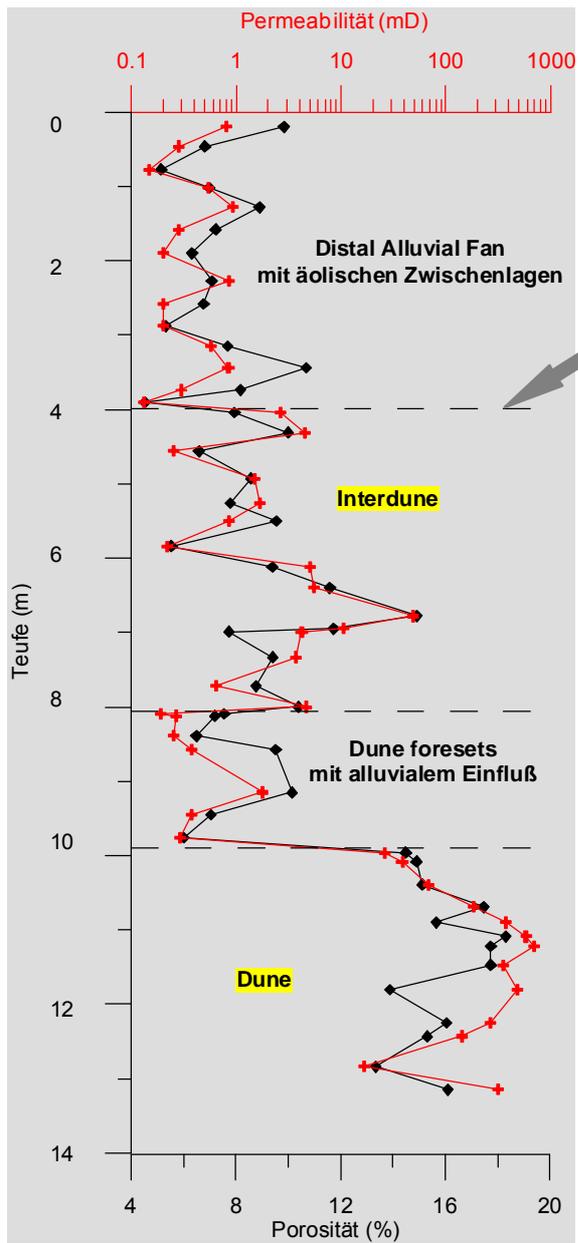


Abb. 19: Porositäts- und Permeabilitätstrend Bohrung 4 Kern A & Kern B.



Abb. 20: Übergang Interdune-Fazies zu alluvial beeinflusster Fazies.



Abb. 21: Übergang Dune-Fazies zu alluvial beeinflusster Fazies.

2.3.6 Bohrung 5 Kern A

Kernlänge: 0,0 – 9,0 m

Kerngewinn: 8,77 m

Kernverlust: 0,23 m

Kern-Log-Shift: MD = BMT + 10,9 m

Abbildung 22 zeigt die generelle Porositäts- und Permeabilitätsentwicklung in diesem Kernbereich.

Der Basisbereich des Kerns (8,75 - 8,2 m) wird aus einem strukturlosen Mittelsandstein (unt. mS) aufgebaut. Hierbei handelt es sich um Sedimente der Dampf Sandflat Fazies. Die Porosität liegt zwischen 10 – 14 %, die Permeabilität bei 1 – 10 mD.

Darüber folgte ein Dünenkörper mit der Entwicklung von bottomsets zu foresets (8,75 - 5,5 m). Diese sind aus schwach schräggeschichteten (0-10°), unidirektionalen Mittelsandsteinen (ob. mS) mit regelmäßiger Feinsandlamination aufgebaut. Die Porosität ist durch sekundäre Lösungsvorgänge unterhalb der im Hangenden folgenden Schwemmfächersedimente noch höher (13 – 17 %), ebenso die Permeabilität mit Werten zwischen 25 – 150 mD.

Der hangende Kernabschnitt (5,5 - 0,1 m) ist aus einem Wechsel von distalen und proximalen alluvialen Schwemmfächersedimenten aufgebaut (Abbildung 23). Hierbei handelt es sich um Fanglomerate mit einer Feinsand- bis Mittelsand-Matrix, in die Ton- und Vulkanitklasten eingelagert sind. Das Gefüge ist in den distalen Fächern matrixgestützt, in den proximalen Bereichen bereichsweise auch komponentengestützt. Die Porositäten sind gering (4 – 8 %), die Permeabilitäten erreichen nur selten Werte größer 0,1 mD.

Siehe hierzu auch: Anlage I.7 Log Bohrung 5 Kern A,
Anlage II.7 Log mit FMI Bohrung 5 Kern A,
Anlage VIII.7 Ergebnisse Bildanalyse Bohrung 5 Kern A.

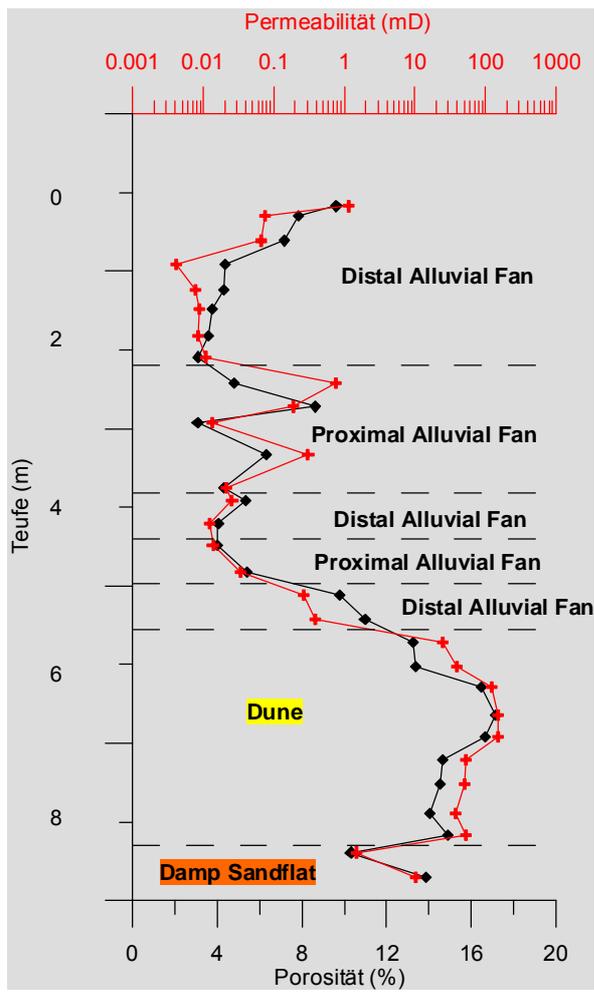


Abb. 22: Porositäts- und Permeabilitätstrend Bohrung 5 Kern A.

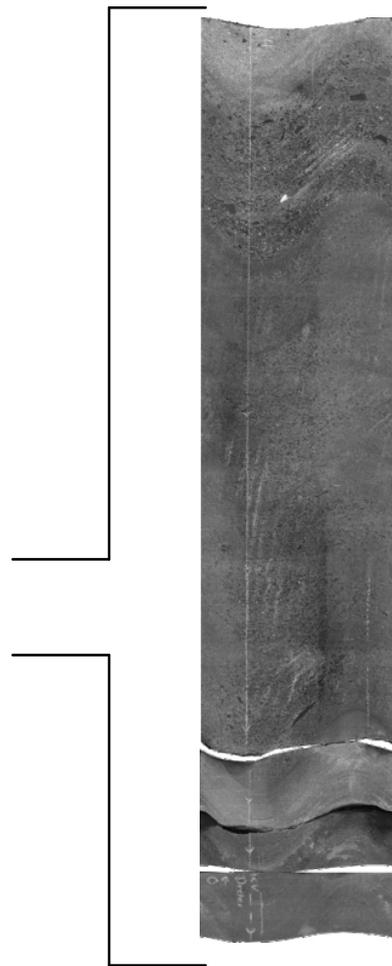


Abb. 23: Übergang Dune-Fazies zu alluvialen Schwemmfächern.

3 Gesteinsphysikalische Untersuchungen

3.1 Porosität & Permeabilität

Abbildung 24 zeigt die Porositäts-/Permeabilitäts-Verhältnisse der zur Verfügung gestellten radialen Plugdaten der Dethlingen Formation unterteilt nach Faziesassoziationen und Bohrungen. Gegenüber anderen Rotliegend-Gebieten ergibt sich für das Untersuchungsgebiet ein eigener Trend, der anzeigt, daß hier schon bei relativ geringen Porositäten zum Teil sehr hohe Permeabilitäten erreicht werden.

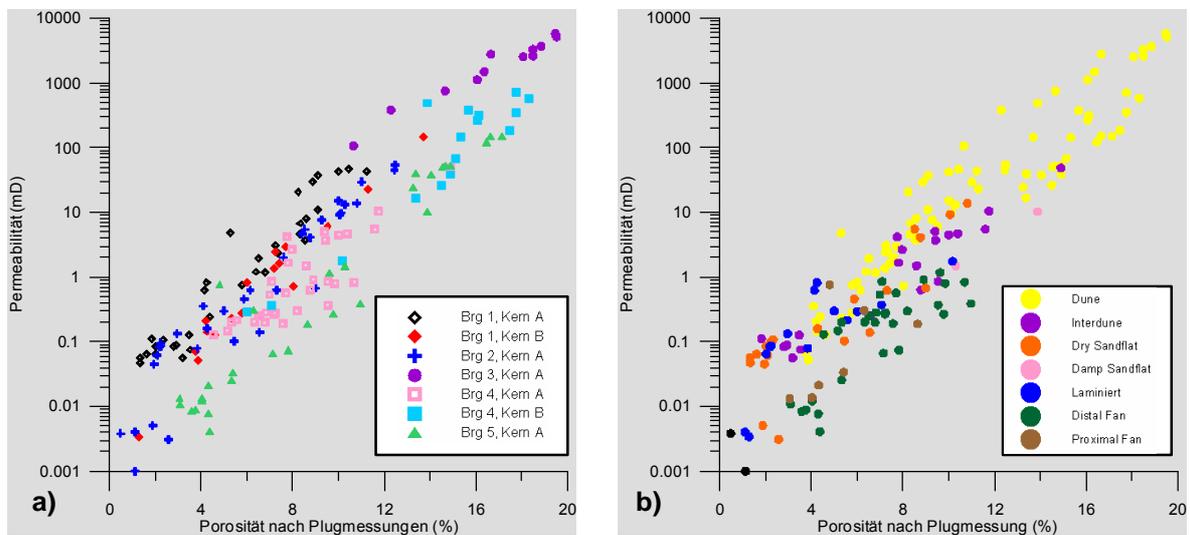


Abb. 24: Porositäts-/Permeabilitäts-Beziehungen im Untersuchungsgebiet: a) untergliedert nach Bohrungen, b) untergliedert nach Fazies.

Die Bohrungen & Kerne zeigen auch innerhalb des Untersuchungsgebietes differenzierte Porositäts-/Permeabilitäts-Trends. Dies wird durch die unterschiedliche Sedimentations- und Diageneseabfolge der einzelnen Kerne hervorgerufen.

3.2 Radiale und axiale Permeabilität

Ein bereits vorhandener Ansatz, daß die Permeabilität in axial gebohrten Plugs, d.h. senkrecht zur sedimentären Schichtung, deutlich geringer ist als in radialen Plugs, wurde erneut aufgegriffen und untersucht. In der folgenden Tabelle (Tabelle 3) wurden zur Übersicht die Verhältnisse zwischen radialer und axialer Permeabilität nach Kernen unterteilt dargestellt. Ein genauerer Vergleich der Werte von Plugs, die die +/- gleiche sedimentäre

Struktur durchbohrt haben, ist in Anlage III.1 bis III.7 tabellarisch aufgeführt beziehungsweise in Tabelle 4 zusammengefaßt.

Radiale Plugs	axiale Plugs	Verhältnis
Bohrung 1 Kern A Mittelwert: 7,35 mD Permeabilität: 0,0476 – 46,36 mD	Bohrung 1 Kern A Mittelwert: 0,48 mD Permeabilität: 0,0476 – 2,1581 mD	15,3 : 1
Bohrung 1 Kern B Mittelwert: 11,46 mD Permeabilität: 0,0034 – 143,29 mD	Bohrung 1 Kern B Mittelwert: 0,35 mD Permeabilität: 0,0010 – 1,1235 mD	32,7 : 1
Bohrung 2 Kern A Mittelwert: 6,99 mD Permeabilität: 0,0031 – 54,2443 mD	Bohrung 2 Kern A Mittelwert: 2,31 mD Permeabilität: 0,0310 – 7,3815 mD	3,0 : 1
Bohrung 3 Kern A Mittelwert: 2591,67 mD Permeabilität: 106,34 – 5784,68 mD	Bohrung 3 Kern A Mittelwert: 865,38 mD Permeabilität: 9,9086 – 3229,47 mD	3,0 : 1
Bohrung 4 Kern A Mittelwert: 3,03 mD Permeabilität: 0,1473 – 48,52 mD	Bohrung 4 Kern A Mittelwert: 0,22 mD Permeabilität: 0,0644 – 0,6145 mD	13,8 : 1
Bohrung 4 Kern B Mittelwert: 222,46 mD Permeabilität: 0,2915 – 703,93 mD	Bohrung 4 Kern B Mittelwert: 39,04 mD Permeabilität: 0,1369 – 141,49 mD	5,7 : 1
Bohrung 5 Kern A Mittelwert: 62,84 mD Permeabilität: 1,4810– 150,78 mD	Bohrung 5 Kern A Mittelwert: 11,41 mD Permeabilität: 0,8280– 32,57 mD	5,5 : 1

Tab. 3: Verhältnis von radialer zu axialer Permeabilität an Hand von Mittelwerten der Kerne.

Die Auswertung von radialen und axialen Plugs, bei denen in etwa die gleiche sedimentäre Struktur durchbohrt worden ist, zeigt den starken Einfluß der Textur auf die Permeabilität in den Sandsteinen.

Die größte Anisotropie finden sich in den Dünensedimenten sowie den feinlaminierten bzw. fluviatil überprägten Sandsteinen (Tabelle 4). Hervorgerufen wird diese starke Anisotropie durch den engständigen Wechsel von Fein- und Mittelsandlagen innerhalb der äolischen Sedimente. Bei alluvialen Sandsteinen sind die Permeabilitätstrends generell schlechter und sie weisen nur eine geringe Anisotropie auf. Die hohen Verhältnisse zwischen radialer und axialer Permeabilität führen dabei zu deutlich gerichtetem Fluidfluß, sowohl während der Diagenese als auch bei der Gasförderung.

Allerdings muß hierzu angemerkt werden, daß sämtliche am Plug gemessenen Permeabilitätswerte nur Mittelwerte interner Mikropermeabilitäten sind, die in den

unterschiedlichen sedimentären Lagen, wie beispielsweise *grainfall* versus *grainflow* Lagen, auftreten. Zur Bestimmung dieser Permeabilitäten können entweder Mikropermeabilitätsmessungen am Kern beziehungsweise Plug herangezogen werden, oder es besteht die Möglichkeit die Permeabilität anhand von Porenstrukturen zu berechnen, die mit hochauflösender Computertomographie ermittelt wurden (KNACKSTEDT ET AL., 2004).

Die hier aufgefundenen Ergebnisse lassen sich gut mit den wenigen in der Literatur verfügbaren Daten vergleichen. ANDREWS & HIGGINS (1984) geben ein Verhältnis von 10:1 für die Permeabilität parallel zur Schichtung verglichen mit der Permeabilität senkrecht zur Schichtung im äolischen Abschnitt des Tensleep Sandsteins aus Wyoming an. Ebenfalls für den Tensleep Sandstein geben BABCOCK ET AL. (1987) Verhältnisse zwischen radialer und axialer Permeabilität im Bereich zwischen 0,6 und 118,9 an. Eine gute Zusammenstellung über den Einfluß der Textur auf Porosität und Permeabilität in unkonsolidierten Sanden liefert die Arbeit von BEARD & WEYL (1973).

Der bei der Kernaufnahme abgeschätzte Anteil von Feinsandlagen wurde in den Logs aufgetragen und liefert auf den ersten Blick eine gute Korrelation zu den Permeabilitätskurven sowie den FMI-Daten.

Fazies	Ø Verhältnis rad./ax. Permeabilität	Ø radiale Permeabilität	Ø axiale Permeabilität
Dune	36,2 (0,46 – 254,8)	393,30 (0,07 – 3659,64)	148,11 (0,06 – 3229,47)
Interdune	16,3 (1,9 – 70,3)	7,30 (0,08 – 48,52)	0,22 (0,01 – 0,69)
Dry Sandflat	2,5 (1,7 – 3,8)	2,36 (0,03 – 9,21)	0,63 (0,03 – 2,43)
Damp Sandflat	0,71	1,48	2,09
Laminiert / fluvio-äolisch	41,2 (1,9 – 196,8)	98,11 (0,003 – 383,7)	11,78 (0,001 – 56,75)
Distal Alluvial Fan	2,0 (0,46 – 5,0)	0,18 (0,008 – 0,30)	0,15 (0,004 – 0,61)

Tab. 4: Verhältnis von radialer zu axialer Permeabilität unterschieden nach Fazies. Es wurden Werte von Plugs ausgewertet, die in etwa derselben sedimentären Struktur zugeordnet werden können.

3.3 Einfluß der Korngröße auf gesteinsphysikalische Parameter

Anhand von Korngrößendaten, die durch Point-counting ermittelt worden sind, wurde der Einfluß der Korngröße auf gesteinsphysikalische Parameter untersucht. Es zeigt sich zwar ein gewisser Trend zu höheren Porositäten und Permeabilitäten bei zunehmender Korngröße, aber es treten sehr große Schwankungen auf (Abbildung 25). Bei gleicher Korngröße kann die Porosität um bis zu 11 %, die Permeabilität um bis zu 3 Dekaden schwanken. Problematisch ist hierbei die Ermittlung der Korngröße durch Point-counting, da die Wirkung von Feinsandlagen, die deutlich mehr Einfluß auf die Permeabilität haben, bei dieser Mittelwertbildung nicht genügend berücksichtigt wird.

Deutlich sichtbar ist aber, daß nur in den Dünensedimenten Korngrößen $> 0,35$ mm auftreten. Insofern nimmt die Korngröße des Sedimentes Einfluß auf gesteinsphysikalische Werte, da zwischen großen Körnern auch das größte Intergranularvolumen auftritt. Dieses Intergranularvolumen kann aber nur wirksam zur Porosität beitragen, falls das Gefüge durch frühe Zemente stabilisiert wurde und diese Zemente während der späten Diagenese wieder gelöst worden sind.

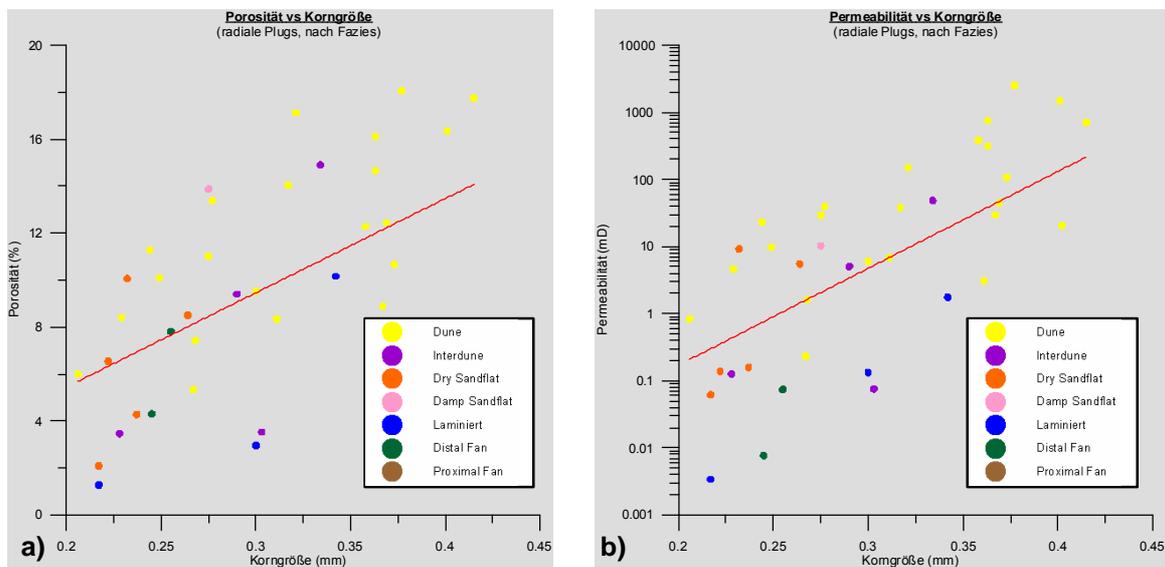


Abb. 25: Einfluß der Korngröße auf gesteinsphysikalische Parameter: a) Porosität, b) Permeabilität.

3.4 Auswirkungen des Komponentenbestandes auf die Permeabilität

Zur Untersuchung der Auswirkungen des Komponentenbestandes auf die Permeabilität wurden die vorhandenen Analysedaten der RWE Dea AG verwendet. Abbildung 26 zeigt, daß der Komponentenbestand der untersuchten Bohrungen nur gering variiert. In den darauf folgenden Abbildungen 27 a) – j) wurde der Einfluß folgender Komponenten und Zemente auf die Permeabilität analysiert:

- a) Anteil an vulkanischen, plutonischen und metamorphen Klusten
- b) Feldspatanteil (Plagioklas & Kalifeldspat)
- c) Feldspatanteil nach XRD-Messung
- d) Anteil an sekundärem Quarzzement
- e) Anteil an Calcitzement
- f) Gesamtzement ohne Ton
- g) Gehalt an authigenem Illit
- h) Gehalt an authigenem Chlorit
- i) Anteil des Tonzementes
- j) Gesamtzement mit Ton

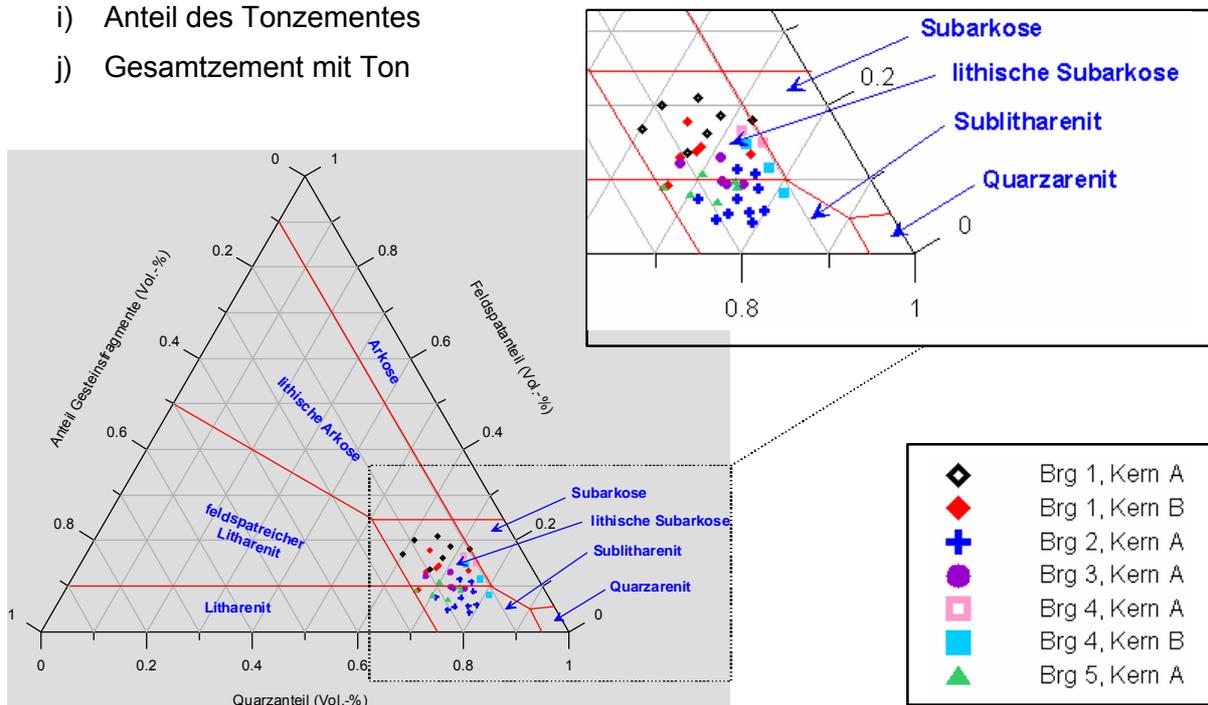
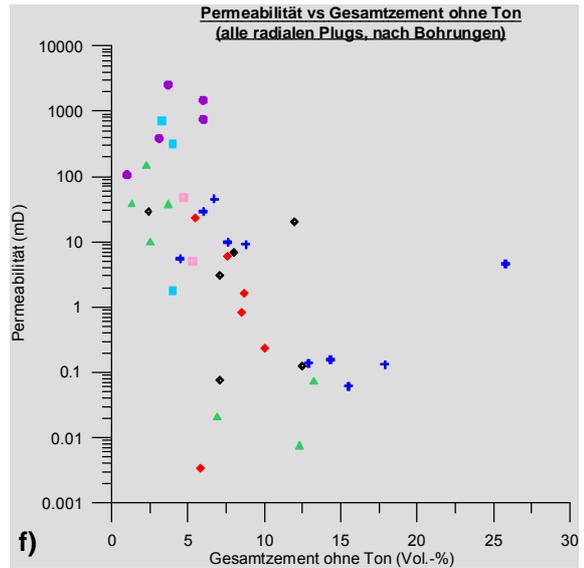
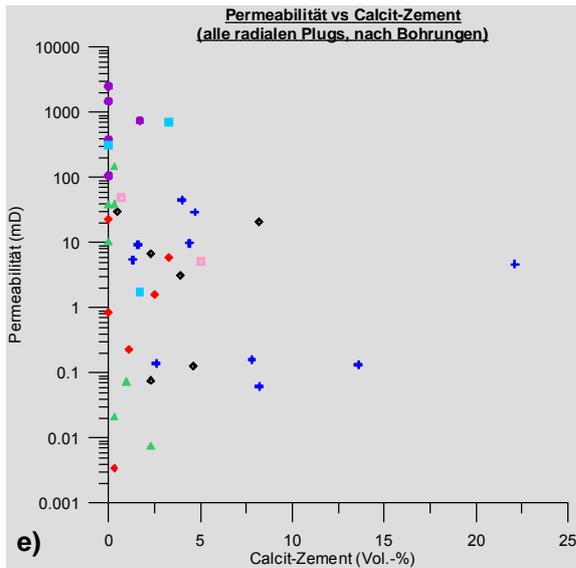
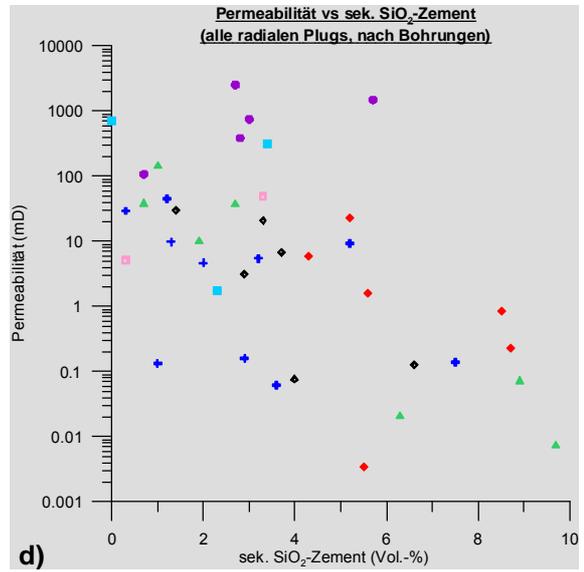
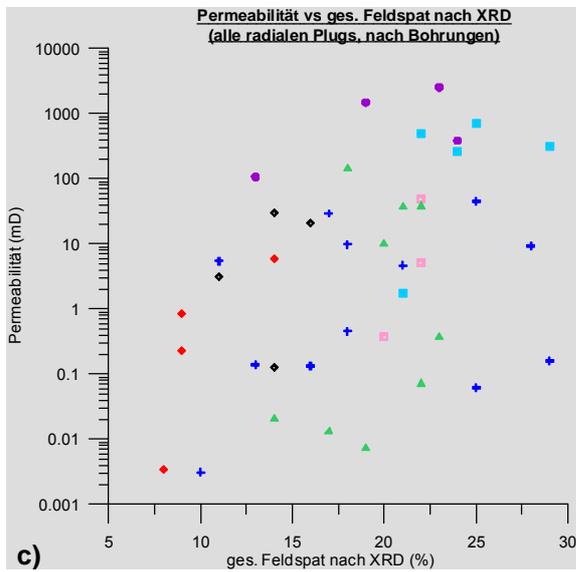
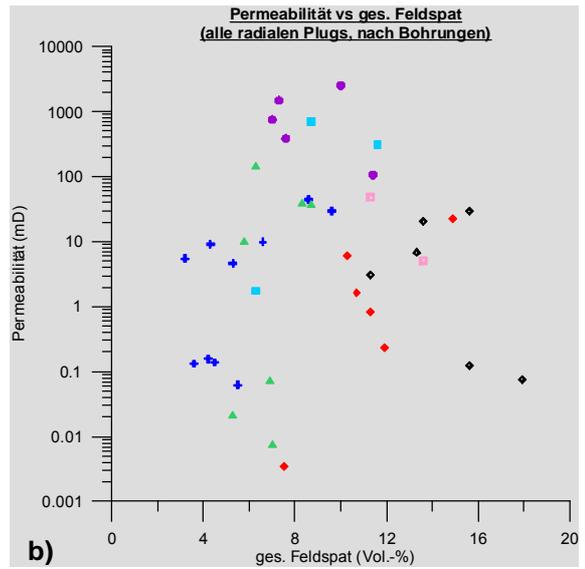
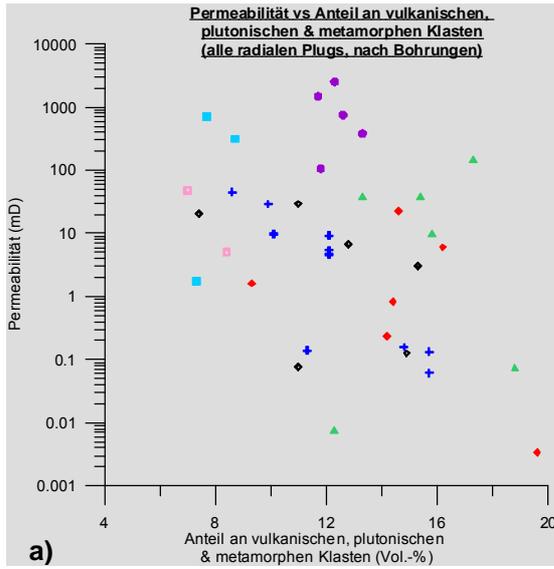


Abb. 26: Vergleich des Komponentenbestandes der untersuchten Bohrungen.



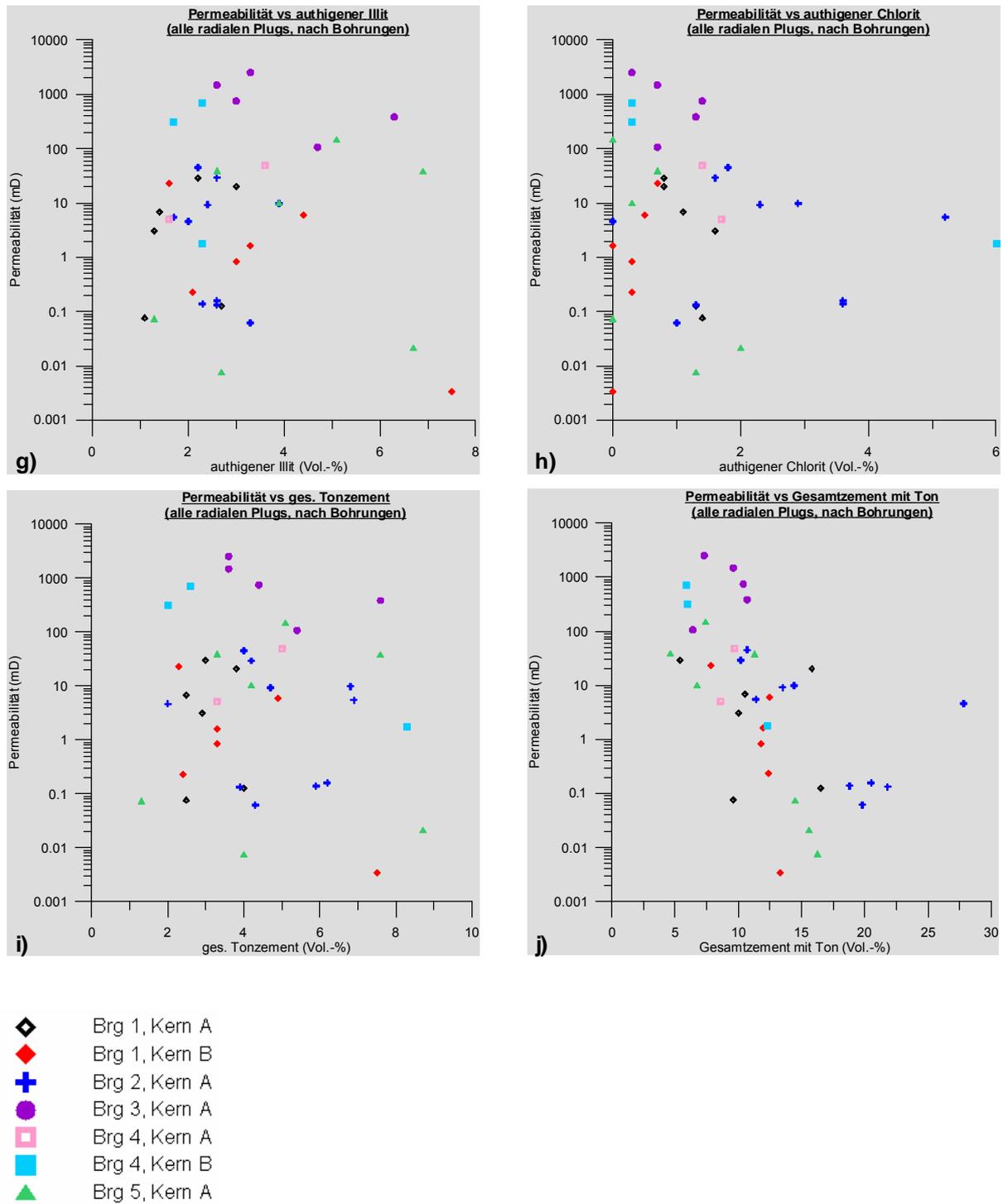


Abb. 27 a) – j): Auswirkungen des Komponentenbestandes auf die Permeabilität.

Die Auswertung ergibt folgende Ergebnisse:

zu a) Anteil an vulkanischen, plutonischen und metamorphen Klasten

Es besteht ein schwacher Trend zu höheren Permeabilitäten bei geringerem Anteil an vulkanischen, plutonischen und metamorphen Klasten. Dies wird hervorgerufen durch die Lösung der Komponenten. Die zu beobachtende Schwankungsbreite ist groß.

zu b) Feldspatanteil (Plagioklas & Kalifeldspat)

Der bei Dünnschliffuntersuchungen (point-counting) festgestellte Feldspatanteil im Gestein hat keine Auswirkung auf die Permeabilität.

zu c) Feldspatanteil nach XRD-Messung

Die Permeabilität wird nicht vom Feldspatanteil (nach XRD-Messungen) im Gestein beeinflusst.

zu d) Anteil an sekundärem Quarzement

Es besteht ein schwacher Trend zu höheren Permeabilitäten bei geringerem Anteil an sekundärem Quarzement.

zu e) Anteil an Calcitzement

Der Einfluß des Calcitzements auf die Permeabilität läßt sich nicht quantifizieren. Die Permeabilität zeigt auch bei gleichbleibendem Calcitzement-Gehalt eine große Variabilität.

zu f) Gesamtzement ohne Ton

Es besteht ein Trend zu höheren Permeabilitäten bei geringerem Anteil an Gesamtzement ohne Ton.

zu g) Gehalt an authigenem Illit

Die Permeabilität wird nicht vom Gehalt an authigenem Illit im Gestein beeinflusst.

zu h) Gehalt an authigenem Chlorit

Die Permeabilität wird nicht vom Gehalt an authigenem Chlorit im Gestein beeinflusst.

zu i) Anteil des Tonzementes

Der Anteil des Tonzementes im Gestein hat keinen Einfluß auf die Permeabilität.

zu j) Gesamtzement mit Ton

Es besteht ein Trend zu höheren Permeabilitäten bei geringerem Anteil an Gesamtzement mit Ton.

3.5 Kapillardruckdaten & Poreneintrittsradienverteilungen

3.5.1 Prinzip der Quecksilberporosimetrie

Sedimente stellen Räume von kapillaren Dimensionen dar. Je feiner im Durchschnitt die Poren der Lagerstättengesteine sind, um so bedeutungsvoller werden die auftretenden Kapillarkräfte. Die Porosität in Speichergesteinen besteht aus einem dreidimensionalen Netzwerk aus Poren, die durch Porenhäse miteinander verbunden sind. Die Größe und Verbindung der Poren und Porenhäse miteinander bestimmt einen großen Bereich der gesteinsphysikalischen Eigenschaften, wie zum Beispiel Permeabilität oder Formationsfaktor. Im besonderen Maße tragen Kapillardruckkurven zur Bewertung von Speichergesteinen geringer Permeabilität bei. Aus ihnen lassen sich Rückschlüsse ziehen über den Porenaufbau, die Sättigungsverhältnisse und das Fließverhalten der verschiedenen Phasen des Lagerstätteninhaltes.

WASHBURN (1921) schlug als erster die Anwendung von Quecksilberinjektion in den Porenraum als Methode zur Bestimmung von Porendurchmessern in porösen Gesteinen vor. Er stellte die nach ihm benannte Washburn-Gleichung auf:

$$P_c = -2\sigma \cos\Theta / r ,$$

wobei P_c den Kapillardruck in dyn pro cm^2 darstellt, σ ist die Oberflächenspannung von Quecksilber (480 dyn/cm^2), Θ ist der Kontaktwinkel von Quecksilber an der Luft (140°) und r ist der Porenradius für eine zylindrische Pore.

Der Anteil an Porosität, der durch bestimmte Porenhalsklassen miteinander verbunden ist, kann durch Quecksilberporosimetrie bestimmt werden (PURCELL, 1949). Die Quecksilberporosimetrie wird zur Charakterisierung poröser Medien vor allem im meso- und makroporösen Bereich verwendet. Das Meßprinzip nutzt die Tatsache, daß Quecksilber die meisten Feststoffe nicht benetzt und folglich bei Normaldruck nicht spontan in den Porenraum eintritt. Erst wenn das Quecksilber mit höherem Druck in die Poren gepreßt wird, dringt es ein.

Die experimentelle Durchführung der Quecksilberporosimetrie beginnt im Vakuum. Bei Erhöhung des Drucks dringt das Quecksilber in Poren ein, die durch die größten Porenhäse miteinander verbunden sind und daher den geringsten Widerstand bieten. Bei weiterer Druckerhöhung werden dann die nächst kleineren Porenhäse und die mit ihnen

verbundenen Poren gefüllt. Man erhält durch schrittweise Druckerhöhung die sogenannte Kapillardruckkurve, die das eingedrungene Quecksilbervolumen in Abhängigkeit vom Druck anzeigt. Bei der Auswertung wird meist ein Kapillarmodell, nämlich das eines Bündels paralleler Poren gleicher Länge aber mit verschiedenen Durchmessern zugrundegelegt. Je kleiner der Radius einer Kapillare ist, desto höher ist der Kapillardruck, also der Druck, der nötig ist, Quecksilber in die Kapillare zu pressen. Die Kapillardruckkurve kann mittels eines Strukturmodells in eine Porenvolumenverteilung über dem Porenradius umgerechnet werden. Die Quecksilberporosimetrie wird üblicherweise für Porenradien über 1 μm verwendet. Neuere Konstruktion für sehr hohe Drücke erlauben Messungen bis zu 10 \AA .

3.5.2 Auswertung der Kapillardruckdaten & Poreneintrittsradienverteilungen

Es lagen Daten für die Hg-Kapillardruckmessungen für die folgenden Bohrungen vor:

Bohrung 1 Kern A & Kern B,

Bohrung 3 Kern A,

Bohrung 4 Kern A & Kern B.

Diese Daten wurden im Rahmen der Arbeit auf ihre Besonderheiten untersucht.

In Abbildung 28 a) bis e) sind die Poreneintrittsradien gegen die kumulative Quecksilbersättigung aufgetragen. Bei dieser Art der Darstellung beschreiben die darstellenden Punkte eine Hyperbel, die einen Maximalwert (= Apex) aufweist. Ein steiler Anstieg und hohe Werte auf der y-Achse bedeuten, daß viel Quecksilber bei geringem Druck und geringen Druckveränderungen in den Porenraum eintreten kann. Von besonderer Bedeutung sind dabei die Poreneintrittsradien links und rechts des Apex, da sie die gut verbundenen Poren zeigen. Hieraus ergibt sich, daß die gemessene Permeabilität abhängig ist von der Porosität sowie der Größe und Qualität der Poreneintrittsradien.

In Abbildung 28 a) bis e) fallen mehrere Datensätze mit abweichenden, zum Teil mehrgipfeligen Kurvenverläufen auf. Auf diese Daten wird in Kapitel 6.5 näher eingegangen.

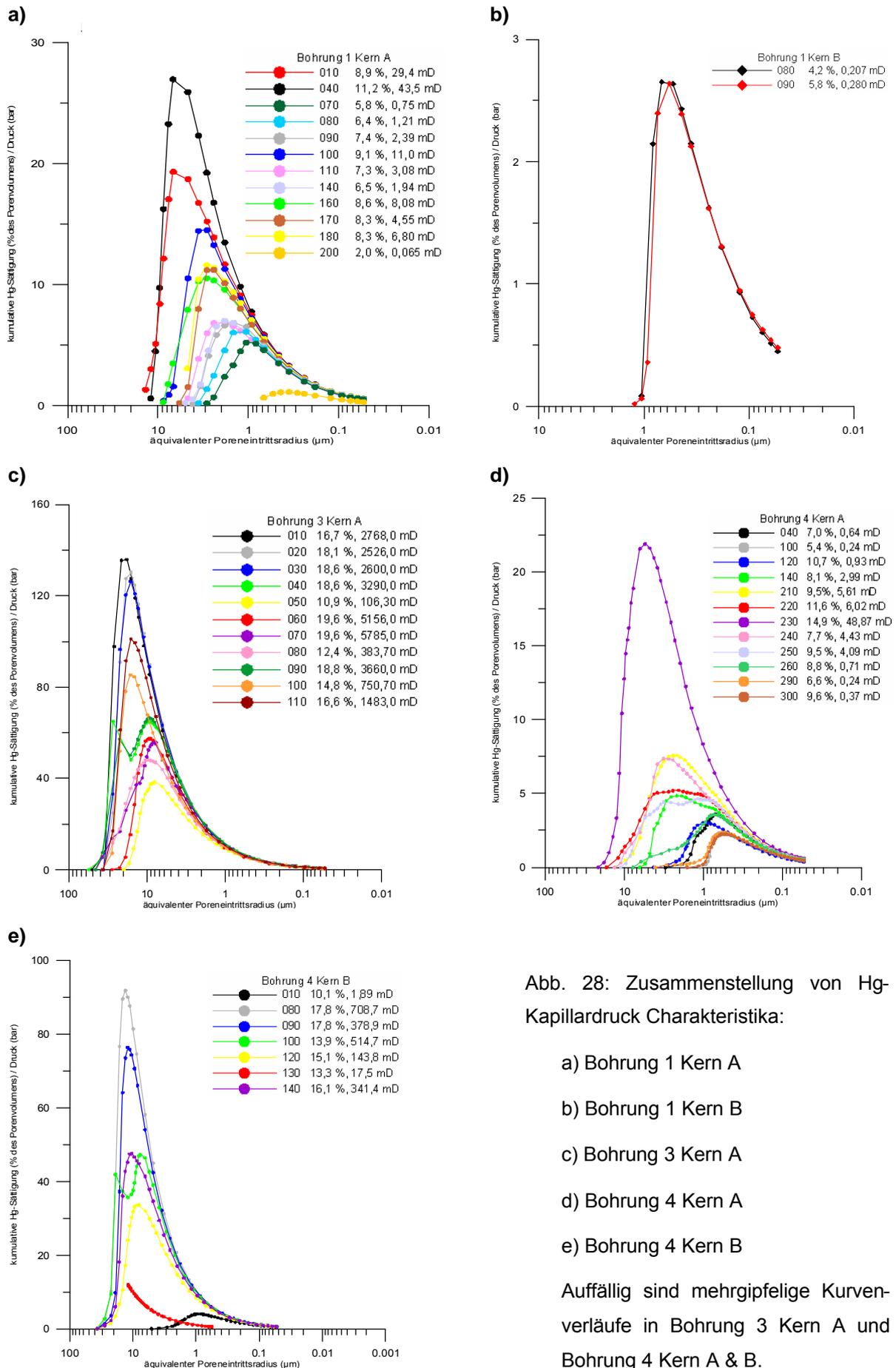


Abb. 28: Zusammenstellung von Hg-Kapillardruck Charakteristika:

- a) Bohrung 1 Kern A
- b) Bohrung 1 Kern B
- c) Bohrung 3 Kern A
- d) Bohrung 4 Kern A
- e) Bohrung 4 Kern B

Auffällig sind mehrgipfelige Kurvenverläufe in Bohrung 3 Kern A und Bohrung 4 Kern A & B.

Poreneintrittsradienverteilungen (PERV) bei denen der Anteil der einzelnen Porenklassen am Gesamtvolumen bekannt ist, lagen von Bohrung 1 als Ausdruck vor. Diese wurden manuell in den Computer eingegeben, um im Folgenden daraus digitale Verteilungskurven zu erstellen, an denen weitere Untersuchungen, beispielsweise zum Anstieg der PERV, durchgeführt wurden. Für die übrigen Bohrungen konnten die PERV aus den Kapillardruckkurven berechnet werden, jedoch nicht der prozentuale Anteil der einzelnen Porenklassen am Gesamtvolumen.

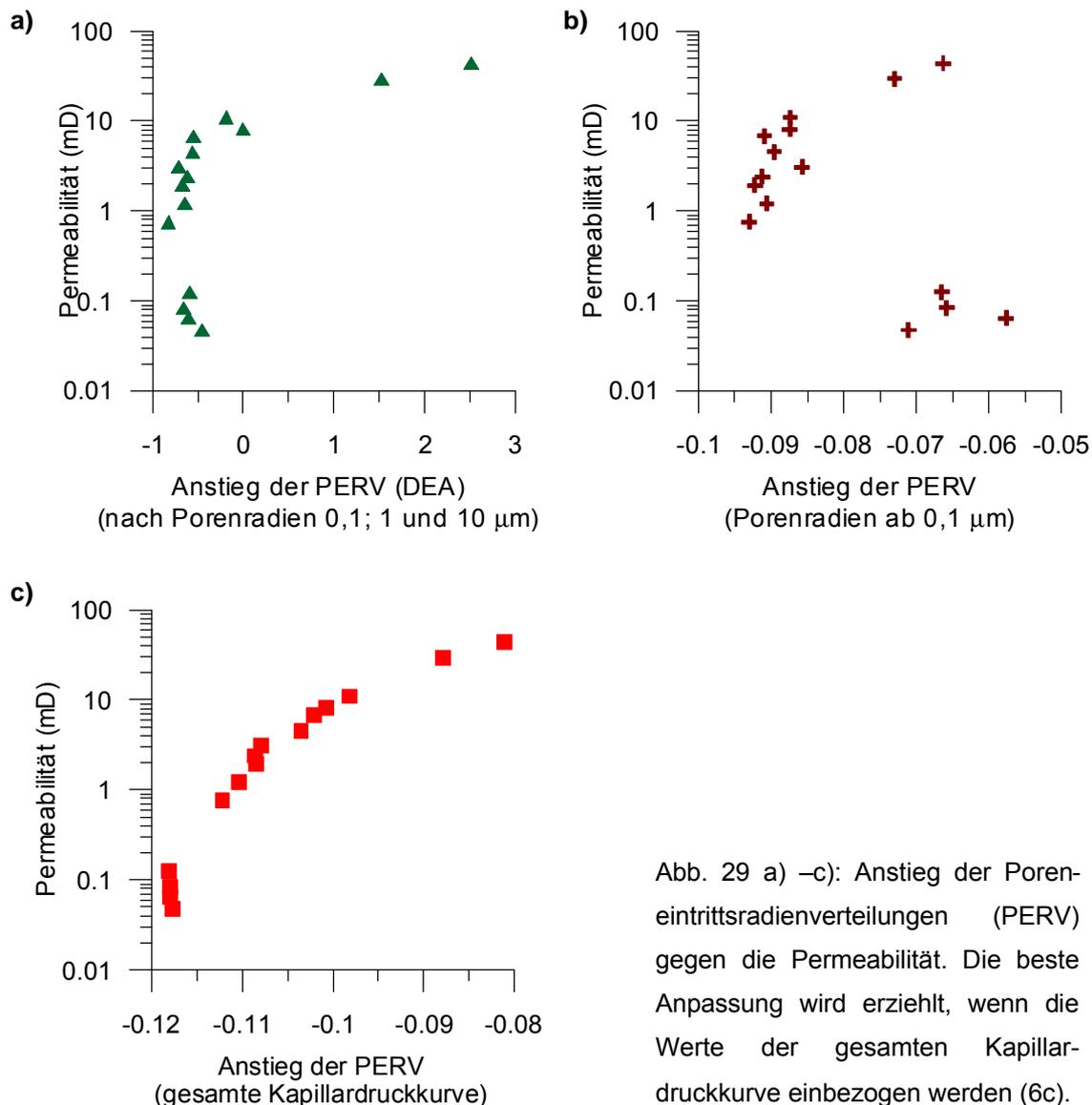


Abb. 29 a) –c): Anstieg der Poreneintrittsradienverteilungen (PERV) gegen die Permeabilität. Die beste Anpassung wird erzielt, wenn die Werte der gesamten Kapillardruckkurve einbezogen werden (6c).

Die Ermittlung des Anstiegs der PERV ist zuvor bereits anhand von drei Poreneintrittsradien der Größe 0,1 μm , 1 μm und 10 μm ermittelt worden (Abbildung 29a). Im nächsten Schritt wurden dann alle Porenradien ab 0,1 μm in die Auswertung einbezogen (Abbildung 29b).

Beide Analysen vernachlässigen jedoch die Poreneintrittsradien $< 0,1 \mu\text{m}$, daher ist die Korrelation zu Porosität und Permeabilität nur befriedigend.

Die Auswertung des Anstieges der PERV für die gesamte Kurve wiederum zeigt die beste Korrelation zur am Plug gemessenen Porosität und Permeabilität (Abbildung 29c). In Abbildung 30 sind die Werte der drei verschiedenen Auswertungen gegen die Tiefe aufgetragen und werden mit der Permeabilität und Porosität verglichen. Hier zeigt sich besonders deutlich die beste Korrelation, wenn auch die Poreneintrittsradien $< 0,1 \mu\text{m}$ einbezogen werden. Sie haben, vor allem in geologischen Zeiträumen, einen hohen Einfluß auf die Gesamtpermeabilität.

Da die Auswertung des Anstieges der PERV für die gesamte Kurve eine gute Korrelation zeigt, sollte überlegt werden diese Analyseverfahren auch für weitere Bohrungen durchzuführen, falls zur Auswertung geeignete Datensätze zur Verfügung stehen.

Eine Auswertung des Anstieges der Kurven für die kumulative Quecksilber-Sättigung gegen den Porenradius wurde in gleicher Form durchgeführt. Die Ergebnisse liefern aber keine Korrelation zu den anderen Daten.

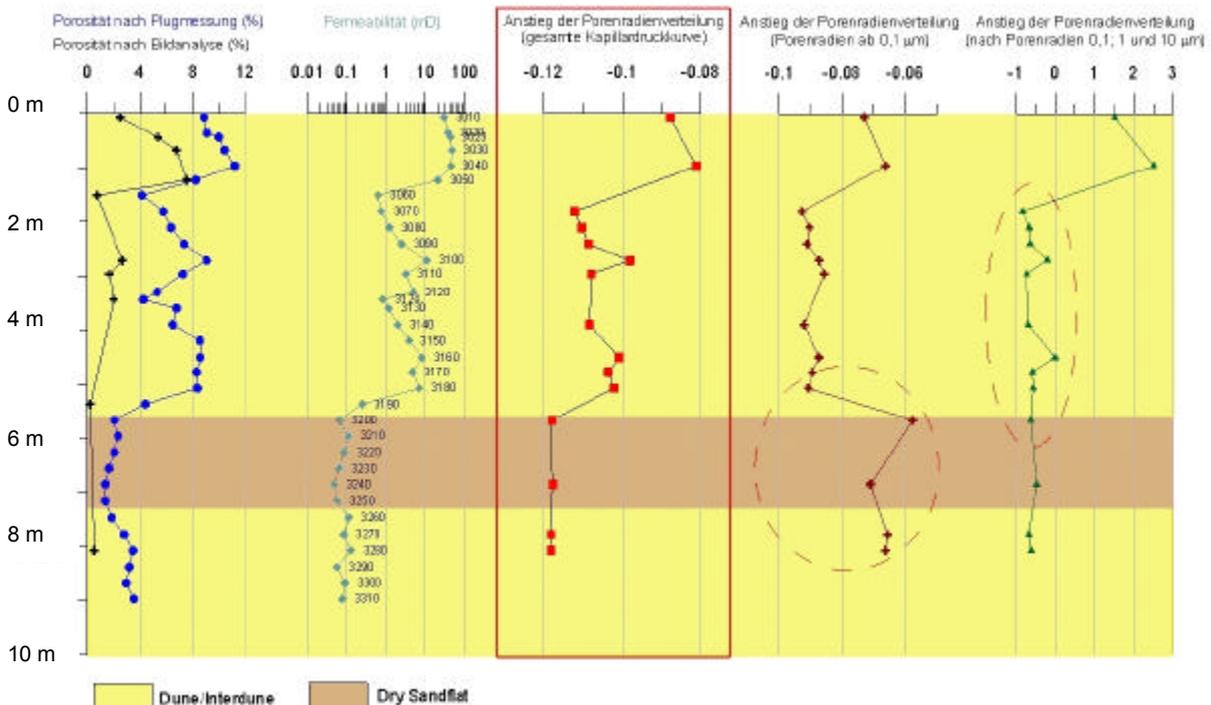


Abb. 30: Anstieg der Poreneintrittsradienverteilungen (PERV) der Bohrung 1 Kern A gegen die Tiefe. Die beste Anpassung zu Permeabilität und Porosität liefert der Anstieg der Porenradienverteilung, bei der die gesamte Kapillardruckkurve in die Untersuchung einbezogen wurde.

4 Dünnschliff-Untersuchungen

Im Rahmen der Arbeit wurden insgesamt 100 Dünnschliffe ausgewertet. Der Schwerpunkt lag dabei auf der äolischen Fazies des Dethlingen Sandsteins. Die Ergebnisse der Untersuchungen sind in den Tabellen in Anlage V und VI beigefügt. Aufgefundene Besonderheiten wurden in Form von Digitalaufnahmen dokumentiert. In Anlage IV sind Beobachtungen zu Zementen, Tonen und Glimmern, Porosität und Lösungsphänomenen sowie zu Zementabfolgen mit Dünnschliffbildern exemplarisch zusammengestellt.

Die Dünnschliffe sind nach den folgenden Gesichtspunkten untersucht worden:

4.1 Sedimentologie

Im Dünnschliff sind die Sandsteine der Dune / Interdune-Fazies und der Dry Sandflat Fazies laminiert und schräggeschichtet beziehungsweise horizontalgeschichtet. Hervorgerufen wird dieser Lagenbau (Pin-stripe Lamination) durch den Wechsel von fein- und mittel- bis grobkörnigen Lagen.

Die Korngröße wurde bei den Dünnschliff-Untersuchungen abgeschätzt. Eine Aussage über eine mittlere Korngröße ist aufgrund des Lagenbaus schwierig, daher wurden nach Lagen getrennte Angaben gegeben. Die bereits zuvor durch Point-counting ermittelten Mittelwerte für die Korngröße haben geringere Aussagekraft. Vor allem die axiale Permeabilität ist stärker von der Häufigkeit feinkörniger Lagen abhängig als von der mittleren Korngröße. In äolischen Sandsteinen mit ausgeprägter Lamination liegen die Werte im Bereich von etwa 0,1 – 0,2 mm für die Feinsandlagen und ca. 0,35 – 0,5 mm für die Grobsandlagen.

Die untersuchten Sandsteine sind überwiegend mäßig bis gut sortiert. In äolischen Sandsteinen mit ausgeprägter Lamination ist die Kornverteilung bimodal, die Sortierung in den Einzellagen jedoch meist gut. In alluvial überprägten äolischen Sandsteinen und alluvialen Sandsteinen ist die Sortierung schlechter.

Der Rundungsgrad der mittelsandigen Komponenten ist vor allem *subrounded* bis *well rounded*, in den feinsandigen Lagen *angular* bis *subrounded*. Der geringere Rundungsgrad des Feinmaterials ist vor allem auf Lösungsphänomene zurückzuführen

4.2 Detritische Komponenten

Hauptkomponente der untersuchten Sandsteine ist Quarz. Dieser tritt als monokristalliner, einheitlich oder undulös auslöschender Quarz sowie als polykristalliner Quarz auf. Des Weiteren sind größere Anteile an Feldspat und Gesteinsfragmenten, darunter vor allem

Vulkanite, zu beobachten. Die Darstellung in einem ternären Diagramm (Abbildung 26) von gesamtem Feldspatanteil zu gesamtem Quarzanteil und dem Anteil an Gesteinsfragmenten ergab jedoch in den Sedimenten der Dethlingen Formation im Untersuchungsgebiet keine größeren Abweichungen von der Zusammensetzung. Die Sandsteine fallen in die Bereiche der lithischen Subarkosen beziehungsweise der Sublitharenite.

Der Anteil der Vulkanitkomponenten wurde während der Dünnschliffanalysen abgeschätzt. Er ist in den äolischen Sandsteinen am geringsten (4,1 – 16, 3%) und in den Fanglomeraten am größten (17,9 – 35 %). Zu beobachten ist bereichsweise eine völlige Auflösung der Vulkanitkomponenten, seltener auch eine Illitisierung.

Die höchsten Anteile an detritischen Tonen treten in der Distal Alluvial Fan Faziesassoziation auf. In äolischen Sandsteinen sind sie nur gering vertreten, eine Zunahme ist in fluviatil und alluvial beeinflussten Bereichen beziehungsweise direkt unterhalb dieser Zonen zu beobachten.

4.3 Hauptzemente

Die in unterschiedlichen Faziesbereichen abgelagerten Rotliegend-Sandsteine sind in wechselnden Anteilen mit Hartzementen wie Calcit, Anhydrit und sekundärem Quarzzement zementiert. Authigener Illit und Chlorit treten sowohl im offenen Porenraum als auch in feinkörnigen Lagen auf. Authigener Feldspat, Baryt und Hämatit sind nur lokal von Bedeutung. Die Zemente werden im Folgenden zusammenfassend beschrieben. Ausführlichere Informationen zum Auftreten der einzelnen Zemente in den Dünnschliffen sind in den Tabellen zur Dünnschliffauswertung in Anlage V gegeben. Beim Auftreten von Lamination wurde die Zementbeschreibung getrennt nach Feinsand- und Mittelsandlagen durchgeführt.

4.3.1 Quarz

Siehe Dünnschliffbilder in Anlage IV.1

Sekundärer Quarz tritt als homoaxiale Aufwachsung auf detritischen Körnern und als porenverschließender, zum Teil poikilotopischer Zement auf. Im Laufe der Diagenese treten mehrere Bildungsphasen auf.

Homoaxiale Aufwachsungen auf Quarzkörnern treten auch als dünne Quarzsäume auf. Die primäre Kornoberfläche ist dabei von Hämatitstaub bedeckt, worauf ein schmaler Saum homoaxial weitergewachsenen Quarzes folgt. Auf dessen wiederum gut gerundeter Oberfläche folgt ein zweites Coating aus tangential orientiertem Illit (Illit/Chlorit). Diese Coatings sind von DRONG ET AL. (1982) auch für den Bereich des Schneverdinger Grabens beschrieben worden. DRONG ET AL. (1982) sehen hierin eine erste, sehr frühdiagenetische

Silifizierung, eventuell im Zusammenhang mit aufsteigenden Wässern bei längerer Exposition. Das homoaxiale Wachstum des Quarzsaumes ist Beweis für eine unvollständige Bedeckung des Quarzkorns durch die erste Hämatitkruste. Diese Kruste muß stellenweise zerstört sein, zum Beispiel durch Drucklösung oder Abschlagen von Teilen der Kruste beim Transport, damit ein Nukleus für den homoaxial aufwachsenden Quarzsaum zur Verfügung steht.

4.3.2 Calcit

Siehe Dünnschliffbilder in Anlage IV.2

Auffallend ist, daß Calcitzement in feinkörnigen Lagen nur untergeordnet auftritt. Er ist vor allem auf die Mittel- bis Grobsandlagen beschränkt. Die Calcitzemente füllen partiell oder vollständig (poikilotopisch) intergranulare Poren, zum Teil verdrängen sie auch die Komponenten.

Nach zuvor durchgeführten Kathodolumineszenz-Untersuchungen handelt es sich um zwei unterschiedliche Calcitbildungsphasen. Eine frühdiagenetische Bildungsphase stabilisierte den Porenraum, wurde jedoch durch spätere Lösung zu einem großen Teil gelöst und somit konnte ein Großteil des heute zu beobachtenden Porenraumes geschaffen werden

Für die Ausfällung von späten, poikilotopischen Zementphasen nach der Lösung von Vulkanitkomponenten wird eine Änderung des physikochemischen Gleichgewichts während der Diagenese angenommen. Eine Verdrängung beziehungsweise Anlösung von silikatischem Material ist häufig zu beobachten.

4.3.3 Anhydrit

Siehe Dünnschliffbilder in Anlage IV.3

Anhydrit tritt in Form von isolierten, meist poikilotopischen, spät gebildeten Zementphasen auf. Eine weitere frühe Anhydrit-Generation, die zur Gefügestabilisierung beigetragen hat, wird vermutet. Der Einfluß auf die Permeabilität ist durch relativ isolierte Vorkommen gering.

4.3.4 Baryt

Siehe Dünnschliffbilder in Anlage IV.3

Baryt bildet bereichsweise große, idiomorphe, porenübergreifende Zemente. Aufgrund der idiomorphen Ausbildung im freien Porenraum wird eine spätdiagenetische Entstehung angenommen.

4.3.5 Tone & Glimmer

Siehe Dünnschliffbilder in Anlage IV.4

4.3.5.1 Authigene Tonminerale

Illit:

Der Hauptteil der authigenen Illite tritt in den äolischen Sandsteinen als feinkristalline Matrix (Illit-Chlorit-Kryptokristalle) in den Feinsandlagen auf. Außerdem ist Illit als sehr dünner (bis 40 µm), mehr oder weniger kompletter, syn-/frühdiagenetischer Kornüberzug („tangentialer Illit“) um Komponenten ausgebildet. Er ist dabei häufig mit Hämatit vergesellschaftet. Eine weitere Form bildet radiale Krusten auf Komponenten („radialer Illit“). Des Weiteren tritt Illit in Form feiner Fasern spätdiagenetisch im freien Porenraum auf. Diese Formen sind in Studien von HANCOCK (1978), GAUPP ET AL. (1993) und DEUTRICH (1993) detailliert beschrieben worden. Die Illit-Kutane sind an Kornkontakten unterbrochen.

Chlorit:

Chlorit tritt zum Einen als blättchenförmige, radiale Mineralphase auf, die von den Kornoberflächen in den freien Porenraum wächst. Daneben sind sammelkristalline Aggregate zu beobachten. Abschnittsweise verschließt Chlorit den Porenraum völlig. Es wurden mehrere Bildungsphasen in Interaktion mit Hartzementen (Quarz/Calcit) beobachtet. Ein vollständiges *grain-coating* von Chloritzement, wie zum Beispiel von EHRENBURG (1993) beschrieben, das wirksam das Aufwachsen von Quarzzement verhindern kann und damit die Überlieferung von Porosität bewirkt, wurde nicht beobachtet.

4.3.5.2 Glimmer

In den Feinsandlagen treten untergeordnet kleine Hellglimmer auf. Sie sind selten durch Kompaktion verbogen und führen zur Quarzlösung an Kornkontakten.

4.4 Porosität

Siehe Dünnschliffbilder in Anlage IV.5

Der Anteil an sichtbarer Porosität in den Dünnschliffen wurde abgeschätzt und variiert zwischen nicht sichtbar bis sehr hoch. Die Porositäten wurden nach primären und sekundären Poren sowie nach Mikro- und Makroporen klassifiziert. Es wurde beschrieben, ob Mikroporosität in Komponenten oder Zementen auftritt. Bei den Makroporen wurde zwischen Komponentenlösungs- und Zementlösungsporen unterschieden. Neben überlieferter Primärporosität ist vor allem der Anteil an sekundär entstandenen Makroporen,

gebildet durch Zement- und Komponentenlösung, für die hohen Permeabilitäten verantwortlich.

4.5 Kompaktion / Lösung

Siehe Dünnschliffbilder in Anlage IV.6

4.5.1 Kompaktion

Die Kompaktion der äolischen Mittelsandlagen ist schwach bis mittel. Die Komponenten weisen punktförmige bis konkav-konvexe Kornkontakte auf. Der Kompaktionsgrad ist abhängig vom ursprünglichen Gehalt an instabilen Komponenten (Feldspat, Vulkanite) und der Versiegelung des Porenraumes durch gefügestützende frühe Zemente beziehungsweise dem Grad der Kompaktion nach Lösung dieser Zemente. Im Gegensatz dazu stehen Feinsandlagen, in welchen oftmals ausgeprägte chemische Kompaktion mit Bildung von suturierten Kornkontakten auftritt. Mechanische Kompaktion ist im Allgemeinen nur von untergeordneter Bedeutung.

4.5.2 Lösung

In den untersuchten Dünnschliffen wurde abschnittsweise eine sehr starke Lösung von Feldspäten und Vulkanitkomponenten beobachtet. Dies führt zur Bildung von Mikroporosität innerhalb des Komponentengefüges bis hin zur Bildung von Makroporen, bei denen nur Illit-Hämatit-Krusten auf die ehemalige Komponente hinweisen. Die Lösung von frühdiagenetischen, gefügestabilisierenden Zementen ist hauptverantwortlich für die Ausbildung des meßbaren Porenraumes.

Innerhalb der Feinsandlagen kommt es aufgrund der Illit- und Glimmerführung zu starker Quarzlösung, die bis zur Ausbildung von Stylolithbahnen führt.

4.6 Lösungsbahnen / Stylolithen

In den untersuchten Sandsteinen der Dethlingen Formation läßt sich besonders in den feinkörnigeren Bereichen die Ausbildung von Lösungsbahnen beobachten. Die in den Feinsandlagen auftretende Quarzlösung wird durch das Vorkommen von Illiten und Kaliumreichen Glimmern gefördert. Dabei kommt es stellenweise auch zur Ausbildung von Stylolithbahnen, die effektive Permeabilitätsbarrieren darstellen. Das an diesen Bahnen gelöste SiO_2 wird dann im Porenraum als Quarzzement wieder ausgefällt.

In Kapitel 5.3 folgt eine Diskussion, inwieweit der Prozeß der Quarzlösung bei der Stylolithbildung auf Drucklösung (TADA & SIEVER, 1989) oder aber auf Ton-induzierte, Druck-unabhängige Quarzlösung (BJØRKUM, 1996) zurückzuführen ist.

Anmerkung zu den Dünnschliff-Untersuchungen

An einem Teil der Schliffe, die aus axialen Plugs erstellt wurden, konnte *pin-stripe* Lagenbau beobachtet werden. Daraus läßt sich schließen, daß diese Plugs nicht im rechten Winkel zur Schichtung entnommen worden sind. An diesen Plugs ermittelte Permeabilitätswerte müssen daher kritisch betrachtet werden.

Eine Aussage über eine mittlere Korngröße ist aufgrund des Lagenbaus schwierig, daher wurden nach Lagen getrennte Angaben gegeben. Die bereits zuvor durch Point-counting ermittelten Mittelwerte für die Korngröße haben geringe Aussagekraft. Vor allem die axiale Permeabilität ist stärker von der Häufigkeit feinkörniger Lagen abhängig als von der mittleren Korngröße.

Neben überlieferter Primärporosität ist vor allem der Anteil an sekundär entstandenen Makroporen, gebildet durch Zement- und Komponentenlösung, für die hohen Permeabilitäten verantwortlich.

5 Diagenese

Aufgrund ihrer hohen primären Porosität und Permeabilität sind Dünensedimente potentiell wichtige Wasser- und Kohlenwasserstoffreservoirs. Prozesse, die diese Eigenschaften beeinflussen können, sind daher von großem Interesse in der Öl- und Gasexploration (unter anderem GLENNIE ET AL., 1978). Die Reservoirqualität der Rotliegendesandsteine wird durch diagenetische Prozesse stark beeinflusst und ist in einer Vielzahl von Studien untersucht worden (zum Beispiel GLENNIE ET AL., 1978; HANCOCK, 1978; DRONG, 1979; BUDZINSKI & JUDERSLEBEN, 1980; ROSSEL 1982; ALMON, 1981; PYE & KRINSLEY, 1986; BJØRLYKKE, 1988; GAUPP ET AL., 1990; GAUPP ET AL., 1993; PLATT, 1994; GAUPP, 1996).

Die vorliegende Arbeit folgt in der Klassifikation der Diagenese einer Untergliederung nach AMTHOR & OKKERMAN (1998). Diese haben für die Rotliegend Sandsteine der nördlichen Niederlande zwei diagenetische Regime beschrieben:

1. eine frühe Diagenese, die mit Temperaturen kleiner als 80°C die synsedimentäre Diagenese sowie die frühe Versenkungsdiagenese umfaßt, und
2. eine späte Diagenese mit Temperaturen höher 80° C, die die weitere Versenkungsdiagenese und Prozesse wie Uplift und Wiederversenkung beinhaltet.

5.1 Prozesse der frühen Diagenese

Die frühe Diagenese der untersuchten Sedimente wird als repräsentativ für die typische Diagenese von Rotsedimenten an oder nah der Sedimentoberfläche in semiariden oder ariden Gebieten angesehen (WALKER, 1976; PYE, 1983; ANDREWS & HIGGINS, 1984; PYE & KRINSLEY, 1986; KRISTINIK, 1990; ORHAN, 1992; AMTHOR & OKKERMAN, 1998).

Zu den frühen post-sedimentären Prozessen (Syndiagenese) gehören alle Modifikationen, die das Sediment von der Ablagerung durch den Wind bis hin zur Versenkung von einigen Zehner Metern beeinflussen (FAIRBRIDGE, 1967; PYE, 1983). Hierzu lassen sich beispielsweise Kompaktion, Bioturbation, mechanische und chemische Verwitterung, Zufuhr von allochthonen Komponenten sowie die Bildung von authigenen Zementen zählen. Reflektiert werden diese Prozesse unter anderem in Veränderungen der Korngrößenverteilung, Mineralogie, Oberflächen- und Sedimentstrukturen. Die beeinflussenden Faktoren sind vielfältig und umfassen unter anderem Klima, primäre Sedimentstruktur und Mineralogie, Niederschlag sowie Grundwasserzufluß und Grundwasserchemie.

Diagenese im oberflächennahen Grundwasserbereich ist hauptverantwortlich für die Beeinflussung von kontinentalen Sedimenten in semiariden bis ariden Klimaten. Die Prozesse sind beispielsweise aus spätkänozoischen Sedimenten Australiens gut überliefert (MANN & HORWITZ, 1979; ARAKEL, 1986) und können große Sedimentkörper beeinflussen. MANN & HORWITZ (1979) berichten von alluvialen carbonatzementierten Sedimentkörpern, die eine Ausdehnung von bis zu 10 mal 100 km Größe erreichen können. Die Verfügbarkeit von Grundwasser und die Spannbreite an gelösten Ionen kann sehr unterschiedliche diagenetische Produkte in äolischen Sedimenten hervorrufen (KRYSTINIK, 1990). Die Zementation nimmt mit zunehmend feuchteren Verhältnissen, zum Beispiel von Dry-Sandflat zu Wet-Sandflat Fazies, zu. Es handelt sich bei den in rezenten äolischen Sedimenten auftretenden Zementen um Carbonate, Quarz, Gips, Anhydrit und Tonminerale, die in ausreichender Menge zur Verfügung stehen, um die Sande in weniger als 5000 Jahren in leicht verfestigte Sandsteine zu stabilisieren (KRYSTINIK, 1990). Daraus läßt sich schließen, daß die Diagenese im oberflächennahen Grundwasserbereich ein Hauptfaktor ist, der kontinentale Sedimente in semiariden bis ariden Regionen beeinflusst.

5.1.1 Einfluß der Temperatur

Die Oberflächentemperaturen in Wüstengebieten, wie im südlichen Permbecken zur Zeit des Rotliegenden, können im Laufe eines Tages extrem schwanken und können dabei auch stark von der Lufttemperatur abweichen (KEMP ET AL., 1992). Die Temperatur kann im obersten Zentimeter des Sedimentkörpers zwischen Minusgraden und über 80° C liegen (PARTON, 1984). Es können Diagenesereaktionen auftreten, die sonst nur bei einer Versenkung von 1,5 – 2 km Tiefe wieder erreicht werden. Zusätzlich ist der Durchfluß von Wasser durch das Sediment an dieser Position höher als an jeder anderen Stelle während der diagenetischen Sequenz.

5.1.2 Einfluß von Wasser

Zusammen mit dem Wind spielt Wasser eine bedeutende Rolle bei der Ablagerung und Verfestigung von aeolischen Sedimenten. Das Wasser tritt in Form von fossilem Wasser, Grundwasser und meteorischem Wasser auf. Brakische fossile Wässer können in Form von Quellen an die Oberfläche dringen, wie beispielsweise in Wüstengebieten Saudi-Arabiens (FRYBERGER ET AL., 1983). Schwankungen des Grundwasserspiegels führen zum Aufstieg von Wasser im Dünenkörper und zur Verfestigung, bereichsweise auch zur Auflösung, des Schichtungsgefüges. Trotz eines geringen jährlichen Niederschlags in Wüstengebieten bildet frisches meteorisches Wasser einen wichtigen Bestandteil des Grundwassersystems.

Sanddünen stellen sehr effektive Speicher für Wasser dar, das bei Regenfällen in die Dünen eindringt und später teilweise wieder verdunstet (BAGNOLD, 1954).

Periodisch auftretende Niederschläge können zu kleinräumigen Rutschungen auf den Dünenoberflächen führen. Dies führt zu zerstörter Schichtung und brekzierten Sanden (MCKEE & BIGARELLA, 1972). Des Weiteren bedingt Niederschlag die Infiltration von Feinmaterial in den Dünenkörper.

5.1.3 Porosität

Die primären Porositäten in Dünensedimenten können, abhängig von der Sortierung, Korngröße und Kornform, bis zu 40 % des Gesamtvolumens betragen (BEARD & WEYL, 1973). Abhängig von der Sedimentationsart verschiedener Laminae (Rippel, *grainfall*, *grainflow*), weisen diese beträchtliche Unterschiede in Bezug auf Sortierung und Packungsdichte auf.

5.1.4 Bioturbation

Bioturbation in äolischen Sedimenten wird durch drei Gruppen von Organismen hervorgerufen: a) Wirbeltiere, b) Insekten und c) Pflanzen (PYE, 1983). In den hier untersuchten Kernen fanden sich keine Hinweise auf Bioturbation.

5.1.5 Zufuhr von allochtonem Sediment

Feinkörniges allochtones Sedimentmaterial kann einem Dünenkörper syn- oder postsedimentär durch Oberflächenwasser, lateral migrierendes Grundwasser oder als Staubpartikel zugeführt werden. Die Zufuhr von Staub durch Stürme wird dabei von den meisten Autoren als wichtigster Faktor angesehen (zum Beispiel GOUDIE, 1978; PYE, 1983). Staubstürme treten innerhalb und in der Umgebung aller großen Wüstengebiete auf. Die Zusammensetzung des Staubs ist abhängig vom Verwitterungsmaterial des Gebietes, als häufigste Bestandteile finden sich aber Quarz, Feldspäte, Glimmer und Tonminerale. Der Transport von Carbonaten oder Gipspartikeln in Staubform wird von manchen Autoren zur Erklärung der Bildung von Carbonatkrusten (*calcretes*) beziehungsweise Gipskrusten in ariden Gebieten herangezogen (GOUDIE, 1973). Die durchschnittliche Korngröße des Staubs liegt im Bereich von 20 – 45 µm.

Äolischer Staub wird auch zur Erklärung der Entstehung von Ton- und Eisenoxidcoatings an Sedimentpartikeln in Dünen herangezogen. WALKER (1979) sieht den Staub als Hauptquelle für die Entstehung von Tonmineralen in roten Dünensanden Libyens. Die Tonminerale werden seiner Ansicht nach durch Regenwasser in den Dünenkörper infiltriert und lagern sich an den Sedimentpartikeln an.

Zusammenfassend läßt sich feststellen, daß die Unterscheidung zwischen authigenen und allochtonen Tonkomponenten kaum möglich ist. Einerseits ist die mineralogische Zusammensetzung ähnlich, andererseits werden die allochtonen Tone stark während der Diagenese überprägt und umgewandelt.

5.1.6 Infiltration

Verwitterungsprodukte und allochtones Material auf der Dünenoberfläche werden durch Niederschlagswässer in den Dünenkörper transportiert. Silt- und Tonpartikel sind klein genug, um durch intergranulare Poren in gut sortierten Sanden befördert zu werden. Der nach unten gerichtete Transport kann durch Veränderungen der chemischen oder physikalischen Bedingungen innerhalb des Systems unterbrochen werden (DE CONINCK, 1980). Physikalische Faktoren sind mangelnder Wasserzufluß von oben, eine Reduktion der Permeabilität im Sedimentkörper oder das Erreichen des Grundwasserspiegels. Chemische Faktoren sind Änderungen des pH- oder Eh-Wertes sowie Änderungen der Ionenkonzentration.

Durch Infiltration können auch ausgedehntere Strukturen entstehen, die sich als dünne, dunkle, oftmals wellige Bänder im Dünenkörper abbilden. Sie resultieren aus einer Konzentration des vertikal infiltrierten Feinmaterials, bevorzugt entlang von primär feinkörnigen Laminae oder an *bounding surfaces*. Ist es erst einmal zu einer Akkumulation von Feinmaterial auf einem bestimmten Level gekommen, führt die hier reduzierte Permeabilität zu einer weiteren Häufung von Feinmaterial. Diese Bereiche sind dann auch Zonen einer bevorzugten Zementation durch Eisenoxide oder Tonminerale, was zu einer weiteren Reduzierung der Permeabilität führt. Diese Prozesse überlagern sich und erschweren eine genaue Analyse der Entstehung einer Permeabilitätsbarriere.

5.1.7 Verwitterung und Lösung

In sehr ariden Gebieten ist der Niederschlag zu gering, um Salze und Carbonate komplett aus dem Sediment herauszulösen. Diese akkumulieren in Form von Einzelkristallen, Linsen oder kontinuierlich zementierten Lagen innerhalb des Dünenkörpers.

5.1.8 Zementation

Ein wichtiges Merkmal der frühen Diagenese in Dünensanden ist die Ausfällung von authigenen Mineralen aus Porenwässern, die teilweise zu einer Zementation des Sedimentes führen kann. Die Art der ausgefällten Minerale wird durch die Chemie des Porenwassers bestimmt, welches aus Niederschlagswasser, Grundwasser oder einer Mischung aus beiden zusammengesetzt sein kann. Gerade direkt nach Ablagerung des Sediments kann eine große Menge an Wässern durch den Porenraum fließen oder hier

filtriert werden. Ob es dabei zu einer frühen Zementation oder zu Lösungserscheinungen kommt hängt davon ab, ob die Wässer an Carbonat beziehungsweise SiO_2 unter- oder übersättigt sind (BJØRLYKKE, 1988). Frühe Zemente können eine spätere Zementation verhindern und Drucklösung an Komponenten reduzieren, da der Stress an Korn-Korn-Kontakten durch frühe Quarz- oder Carbonatzemente auf einen größeren Bereich des Korngefüges verteilt wird (NAGTEGAAL, 1980). Besonders frühe Quarzzemente stabilisieren das Korngefüge und schützen so schwächere Komponenten vor der Kompaktion.

Tonminerale, Eisenoxide und -hydroxide, Calcizement, Gips und Quarzzement sind die häufigsten authigenen Produkte.

5.1.8.1 Tonminerale

Die Bildung von authigenen Tonen beginnt früh in der diagenetischen Abfolge in Dünensedimenten (ROSSEL, 1982; SEEMANN, 1982). Der Transport in das Sediment erfolgt durch die Einwehung von Staub, durch den Transport mit Tauwasser oder mit Hilfe von Infiltration von meteorischen Wässern bis zum Grundwasserspiegel (WALKER, 1976; WALKER ET AL., 1978; MATLACK ET AL., 1989). Die Tonpartikel lagern sich an Körnern an und bilden dünne Tonfilme um die Komponenten. Diese frühen Tonbildungen spielen vor allem während der späteren Versenkungsdiagenese eine wichtige Rolle. Sie dienen einerseits als Kristallisationskeime für neue Tonmineralbildungen und andererseits können sie in neue Tonminerale umgewandelt werden. Illit und Illit-Montmorillonit sind die häufigsten authigenen Tonminerale in oberflächennahen Wüstensedimenten, bei denen Kalium- und Natrium-Ionen durch Verwitterung freigesetzt werden, aber aufgrund von Wassermangel nicht vollständig abtransportiert werden können (WALKER, 1976; WALKER ET AL., 1978; WEAVER, 1989). In humideren Bereichen mit einer höheren Lösung von Kationen ist Kaolinit häufiger anzutreffen als Illit.

5.1.8.2 Eisenoxide und Eisenhydroxide

Die Entstehung und Entwicklung der Rotfärbung durch Eisenoxide in Dünensanden ist der am wahrscheinlich meist untersuchte Bereich der frühen Diagenese. Obwohl manche rote Dünensedimente unzweifelhaft durch die Aufarbeitung von primär rotgefärbten Alluvialsedimenten entstanden sind (GLENNIE, 1970; FOLK, 1976), ist die Rotfärbung in den meisten Fällen post-sedimentär diagenetisch entstanden (GARDNER, 1981; PYE, 1981). Authigene Eisenminerale treten in quartären Dünensanden typischerweise als feinverteilte Kristalle ($< 0,5 \mu\text{m}$ Durchmesser) auf. Sie haften zumeist an der Oberfläche von Tonmineralen, können aber auch direkt an Quarz oder anderen Komponenten festsitzen.

Das am häufigsten unter oxidierenden Bedingungen gebildete authigene Eisenmineral ist Goethit (αFeOOH), der eine gelblich-braune Färbung aufweist. Die Rotfärbung des

Sedimentes hängt aber normalerweise vom Auftreten von Hämatit ($\alpha\text{Fe}_2\text{O}_3$) oder seinen hydratisierten Folgeprodukten ab. Die Bildung von Hämatit verläuft unter Oberflächenbedingungen sehr langsam (NORRIS, 1969; WALKER, 1967) und erfordert hohe Temperaturen sowie eine geringe Bewegung innerhalb des Porenwassers (SCHMALZ, 1968). WALKER (1967, 1976) und WALKER & WAUGH (1973) haben an känozoischen Wüstensedimenten gezeigt, daß durch die intrastratale Umwandlung von instabilen Eisen-Magnesium-Silikaten, wie beispielsweise Olivin, Augit oder Hornblende, ein rotes Pigment gebildet werden kann. Dieser Umwandlungsprozeß findet unterhalb des Grundwasserspiegels statt.

Dünensande werden nur selten komplett durch Eisenoxide zementiert, meist sind nur bestimmte Horizonte, Strukturen oder Laminae betroffen (PYE, 1983). Die Zementation findet bevorzugt in den feinkörnigen und am wenigsten sortierten Laminae statt, die die geringsten Porositäten und Permeabilitäten aufweisen. Aus diesem Grund sind auch Lagen besonders anfällig, die post-sedimentär mit infiltriertem Feinmaterial angereichert wurden. Die Ausfällung von Eisenoxiden, vor allem Hämatit, gehört zu den ersten Bildungen der Diagenese und beginnt direkt nach der Ablagerung (ROSSEL, 1982; SEEMANN, 1982).

5.1.8.3 Calcitcement

Auffällig ist, daß Calcitcement in feinsandigen Lagen nur untergeordnet auftritt. Er ist vor allem auf die Mittel- bis Grobsandlagen beschränkt. Die Calcitemente füllen partiell oder vollständig (poikilotopisch) intergranulare Poren, zum Teil verdrängen sie auch die Komponenten.

Nach Kathodolumineszenz-Untersuchungen der DEA handelt es sich um zwei unterschiedliche Calcitbildungsphasen. Die frühdiagenetische Bildungsphase stabilisierte den Porenraum, wurde jedoch durch spätere Lösung zum großen Teil gelöst und somit konnte ein Großteil des heute zu beobachtenden Porenraumes geschaffen werden.

Untersuchungen von KRAISHAN (1997, 2000) haben gezeigt, daß poikilotopische Calcit-Zemente aus meteorischen Wässern bei Temperaturen zwischen $40^\circ - 50^\circ \text{C}$ ausfällen können.

5.1.8.4 Gips & Salz

Gips-Zementation kann in ariden Klimaten auftreten, wenn Dünen eine Barriere für abfließendes Wasser aus Wadis oder Sabkhas darstellen (GLENNIE, 1970). Die Evaporation der salinaren Wässer in der Kapillarzone oberhalb des Grundwasserspiegels führt so zur Bildung einer zementierten Lage.

Es kann außerdem zur Gips- oder Salzzementation an oberflächennahen Lagen des Dünenkörpers kommen, wenn Salzkristalle von existierenden Salz- oder Tonkrusten auf

Playas/Sabkhas in der Umgebung durch den Wind abgelöst werden und auf die Dünen geblasen werden.

Des Weiteren ist ein schichtungparalleler Zufluß der Lösungen mit dem Grundwasser aus lateral eingeschalteten Sabkha Ablagerungen denkbar.

5.1.8.5 Anhydritzement

Während der frühen Diagenese kommt es zu ersten Bildungen von evaporitischen Anhydrit aus präexistierendem Gips. Der Einfluß von frühdiagenetischem Anhydrit zur Stabilisierung des Sedimentgefüges läßt sich nur schwer abschätzen, da eine Zuordnung des Anhydrits zu verschiedenen Bildungsgenerationen nicht möglich ist. Nach Ansicht von verschiedenen Autoren (unter anderem von AMTHOR & OKKERMAN, 1998) liegt die Quelle für den Anhydrit in kontinentalen Sedimenten des Rotliegenden und nicht in den marinen Zechstein Sulfaten.

5.1.8.6 Quarzzement

Zur frühdiagenetischen Bildung von Quarzzement findet sich in der Literatur eine große Anzahl an Theorien. WAUGH (1970) beispielsweise nimmt als Quelle des homoaxialen Quarzzementes im äolischen Penrith Sandstone (Unteres Perm) in Nordwest England Quarzstaub an, der von Quarzkörnern abgeschliffen wurde. Nach Sedimentation fand eine Lösung im Grundwasser statt, der bei späterer Evaporation eine Ausfällung des Zementes folgte.

KUENEN & PERDOK (1962) schlagen eine Anlösung der Oberflächen der Quarzkörner unter alkalinen Wüstenbedingungen als Quelle vor. Die Ausfällung findet ihrer Meinung nach während Evaporationsphasen statt.

Obwohl theoretische und experimentelle Studien nahe legen, daß die Löslichkeit von Quarz unter alkalinen Bedingungen, wie sie in Wüsten auftreten, am höchsten ist (MOREY ET AL., 1962; SIEVER, 1962), gibt es eine Vielzahl von Feldstudien, bei denen Quarzlösung und Wiederausfällung bei niedrigem pH-Wert beschrieben wird (CROOK, 1968; CLEARY & CONOLLY, 1971).

AMTHOR & OKKERMAN (1998) beobachten in Rotliegend Sandsteinen der Niederlande authigenen Quarzzement als amorphe coatings, Meniskuszement und homoaxialen overgrowth. Quarz-overgrowth ist ihrer Ansicht nach einer der frühesten Zemente. Da die Rotliegend Sandsteine im kontinentalen Bereich abgelagert wurden, kann ein Übergewicht an $d^{18}\text{O}$ -armen meteorischen Wässern, und nicht Meerwasser, erwartet werden. Bei der Annahme von einem $d^{18}\text{O}$ Wert von -5‰ SMOW ergibt sich eine Bildungstemperatur von $50 - 80\text{ °C}$. Diese Temperatur liegt im täglichen Schwankungsbereich von Bodentemperaturen in ariden und semi-ariden Klimaten (PARTON, 1984; KEMP ET AL., 1992).

Früher authigener Quarz ist in den Sandsteinen als amorphe coatings und Meniskuszemente zwischen detritischen Körnern zum Teil vor der Bildung von Ton- und Metalloxid-coatings ausgefällt worden. Als Quelle für den Quarzzement dienen Drucklösungsvorgänge an Quarzkörnern und eingewehtem Staub (MCBRIDE, 1989; MCKEEVER, 1992) oder Ausfällung aus Lösungen, zum Beispiel Grundwasser oder Tau. Die Löslichkeit von Quarz in Wasser liegt bei einer Temperatur von 25° C bei 6 ppm. Oberflächenwässer haben einen durchschnittlichen Anteil von 13 ppm an gelöstem Quarz (BLATT, 1979). KRYSTINIK (1990) berichtet von Werten bis zu 25 ppm im Grundwasser von kontinentalen äolischen Sedimenten, ausreichend um die Quarzausfällung im Porenraum zu starten. Die Löslichkeit von SiO₂ steigt mit steigendem pH-Wert sowie steigender Temperatur und Druck (WILLIAMS ET AL., 1985a, b). Eine Verringerung des pH-Wertes, der Temperatur oder des Fluidvolumens, zum Beispiel durch Evaporation, führt dann zu einer plötzlichen SiO₂-Übersättigung der Lösung und Quarzausfällung.

DRONG ET AL. (1982) deuten die von ihnen beschriebenen coatings aus dem permischen Schneverdingen Sandstein Norddeutschlands ebenfalls als frühdiagenetische Bildung, wahrscheinlich im Zusammenhang von aufsteigenden Wässern bei gleichzeitiger längerer Exposition des Sediments.

ABDALLA ET AL. (1997) beschreiben, daß im Bromide Sandstone im McClain County (USA) Sandsteine mit dünnen Tonkutanen stärker kompaktiert worden sind. In diesen Bereichen ist SiO₂ gelöst worden und in benachbarte Bereiche exportiert worden. Nach ihren Beobachtungen findet eine Wiederausfällung nur in Bereichen statt, in denen keine Tonüberzüge auf Quarzkörnern auftreten. Die erste Quarzzementation erfolgte nach Fluid-Inclusion Untersuchungen in einer frühen Phase zwischen 70 – 100°C und markiert damit den ersten auftretenden Zement.

Eine frühdiagenetische Quarzzementation im Temperaturbereich von 60 – 90° C beschreiben KRAISHAN ET AL. (1997) und KRAISHAN (2000) im Barrow Sub-Basin (Australien). Als SiO₂-Quelle sehen sie die Lösung von Feldspäten durch meteorische Wässer.

Berechnungen von THIRY ET AL. (1988) haben ergeben, daß die Quarz Zementation durch Grundwasser in oberflächennahen Sandsteinen in kurzen Zeiträumen erfolgen kann (30.000 Jahre für einen Sedimentkörper von 60.000 m³).

5.2 Prozesse der späten Diagenese

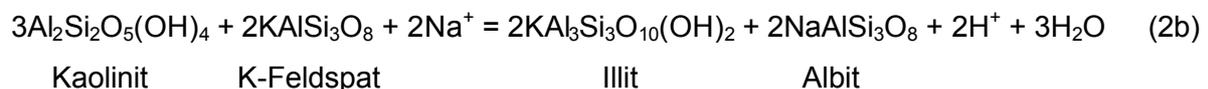
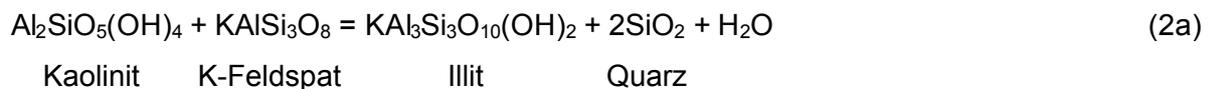
Die hier beschriebenen Prozesse der späten Diagenese umfassen den Bereich der mittleren und tiefen Versenkung des Sedimentpakets mit Temperaturen höher 80° C sowie Prozesse wie Uplift und Wiederversenkung.

5.2.1 Tonminerale

5.2.1.1 Illit

Eine Permeabilitätsreduktion des Gesteins kann als Funktion der inneren Porenoberfläche angesehen werden. Tangentiale Illit-coatings haben daher nur einen geringen Einfluß auf die Permeabilität. Das Auftreten von authigenen faserigen Illiten als porenfüllendes Material reduziert dagegen stark die Permeabilität in Reservoirsandsteinen. Zwar wird nur ein geringer Anteil der Poren gefüllt, aber die Migrationswege für durchfließende Lösungen und Gase werden verlängert und somit die Permeabilität reduziert. Es führt außerdem zu einer größeren inneren Oberfläche des Porensystems, das „water wet“ ist, also leichter von Wasser benetzt werden kann. Dadurch steigt der Anteil der Wassersättigung im System und gleichzeitig wird die effektive Gaspermeabilität verringert.

In Bereich der Nordsee steigt der Anteil an Illit im Vergleich zu Kaolinit bei Versenkungstiefen über 3,7 bis 4,0 km stark an (BJØRLYKKE & AAGAARD, 1992; EHRENBURG & NADEAU, 1989). Authigener Illit kann durch unterschiedliche Reaktionen gebildet werden (BJØRLYKKE ET AL., 1995):



In einigen Bohrungen im Bereich des holländischen Sektors der Nordsee kann ein steigender Illit-Gehalt mit jüngeren Bildungsaltern bei steigender Tiefe innerhalb einer Bohrung beobachtet werden (LEE ET AL., 1989). Dies wird hervorgerufen durch die Gasmigration in das Reservoir und damit eine Bewegung des Paläo-Wasser-Gas-Kontakts nach unten.

5.2.1.2 Chlorit

Chlorit-coatings auf Quarzkomponenten verhindern Quarz overgrowth und können auch in größeren Tiefen eine höhere Porosität überliefern, allerdings verringert blättriger Chloritzement im Porenraum die Permeabilität (EHRENBERG, 1993). Die Chloritkristalle werden mit größerer Versenkungstiefe gröber (JAHREN & AAGAARD, 1989). Die zur Ausfällung von Chlorit benötigten Anteile an Fe und Mg können bei der Lösung von klastischen Biotiten, basischen Gesteinskomponenten, vulkanischen Klasten oder frühdiagenetischen Eisenmineralen freigesetzt werden. Untersuchungen von HILLIER (1994) haben gezeigt, daß Chlorite in äolischen Sandsteinen überwiegend Mg-reich sind, wogegen Chlorite aus mariner Fazies eher Fe-reich sind. Die Mg-reichen Chlorite sind Folgeprodukte von frühdiagenetisch gebildeten Mg-reichen Smektiten.

5.2.2 Calcitcement

Auffällig ist, daß Calcitcement in feinsandigen Lagen nur untergeordnet auftritt. Er ist vor allem auf die Mittel- bis Grobsandlagen beschränkt. Die Calcitcemente füllen partiell oder vollständig (poikilotopisch) intergranulare Poren, zum Teil verdrängen sie auch die Komponenten.

Nach Kathodolumineszenz-Untersuchungen der DEA handelt es sich um zwei unterschiedliche Calcitbildungsphasen. Eine frühdiagenetische Bildungsphase stabilisierte den Porenraum, wurde jedoch durch spätere Lösung zu einem großen Teil gelöst und somit konnte ein Großteil des heute zu beobachtenden Porenraumes geschaffen werden. Bereichsweise ist jedoch der primäre Carbonatzement überliefert worden. Nach Ansicht einer Vielzahl von Autoren (unter anderem SCHMIDT & McDONALD, 1979) können die Speichereigenschaften von Sandsteinen durch großräumige Carbonatlösung stark verbessert werden. Allerdings müssen dazu große Mengen Carbonat-untersättigter Wässer durch permeable Sedimentpakete zirkulieren, um ausreichend Carbonatzement zu lösen. Es kann daher erwartet werden, daß solche großräumigen Lösungsvorgänge nur in primär teilweise mit Carbonat zementierten Bereichen auftreten. Zonen, die durch einen primären Carbonatzement vollständig verschlossen wurden, werden weitestgehend von dieser Lösung unbeeinflusst bleiben, da keine ausreichenden Durchflußmöglichkeiten zur Zementlösung zur Verfügung stehen. Nach Ansicht von MORAD (1998) migrieren diese mesodiagenetischen Wässer nicht in Form einer breiten Lösungsfront, sondern sind fokussiert und bevorzugen höherpermeable, primär schwächer zementierte, Bereiche.

Für die Ausfällung von späten, poikilotopischen Zementphasen nach der Lösung von Vulkanitkomponenten wird eine Änderung des physikochemischen Gleichgewichts während

der Diagenese angenommen. Eine Verdrängung von silikatischem Material ist häufig in den untersuchten Sandsteinen zu beobachten.

5.2.3 Anhydritzement

Poikilotopischer porenfüllender Anhydritzement ist häufig in den mittel- bis grobkörnigen Sandsteinen aufzufinden. In einigen Proben wird der intergranulare Porenraum komplett verschlossen. Anhydritzement füllt außerdem sekundäre intragranulare Porosität in an- und aufgelösten detritischen Komponenten. Dieser Anhydrit datiert daher nach den meisten authigenen Mineralneubildungen und ist eine spätdiagenetische Bildung.

Der Einfluß von frühdiagenetischem Anhydrit zur Stabilisierung des Sedimentgefüges läßt sich nur schwer abschätzen, da eine Zuordnung des Anhydrits zu verschiedenen Bildungsgenerationen nicht möglich ist.

Die Beobachtungen zur Bildung von Anhydrit stimmen mit den Untersuchungen von AMTHOR & OKKERMAN (1998) aus den Niederlanden sowie PLATT (1991, 1994) und GAUPP ET AL. (1993) überein. Ihrer Meinung nach deuten Schwefelisotope auf eine kontinentale Quelle innerhalb des Rotliegenden hin und schließen daher eine marine, oberpermische Quelle aus. Dabei kommen vor allem eingeschaltete Rotliegend Tonsteinablagerungen als Quelle in Frage, die bei der Kompaktion entsprechende Wässer abgeben können.

5.2.4 Barytzement

Barytzement stellt die letzte beobachtete Zementphase in den untersuchten Sedimenten dar. Als Quelle der authigen gebildeten Sulfate kommen deszendierende Zechsteinwässer oder sulphatreiche Wässer aus eingeschalteten Rotliegendablagerungen in Frage.

5.2.5 Quarzzement

Quarzzement ist einer der Hauptfaktoren, der Porosität und Permeabilität von Reservoirsandsteinen während der Versenkungsdiagenese beeinflusst (unter anderem MCBRIDE, 1989; BJØRLYKKE & EGEBERG, 1993; BJØRLYKKE, 1994). Die Herkunft des Quarzzements wird seit über einem Jahrhundert erforscht (zum Beispiel SORBY, 1880), trotzdem gibt es eine Vielzahl von Meinungen und Theorien über die diagenetischen Prozesse zu seiner Entstehung.

Die Herkunft des Quarzzements wird von unterschiedlichen Autorengruppen verschieden gedeutet. Hauptunterschied in der Deutung ist dabei die Herkunft des Quarzzements, entweder aus lokalen Quellen innerhalb der Sandsteinkörper mit nur geringen Transportweiten (< 10 m) (unter anderem BJØRLYKKE & EGEBERG, 1993; DUTTON, 1993; BJØRLYKKE, 1994; RAMSEYER & BJØRLYKKE, 1999), oder aber Transport von gelöstem SiO₂ durch Konvektion und Diffusion durch das Becken mit Transportweiten > 100 m (unter

anderem GLUYAS, 1985; MCBRIDE, 1989; DUTTON & DIGGS, 1992; GLUYAS & COLEMAN, 1992; SULLIVAN ET AL., 1997).

Die Theorien für eine lokale Bildung umfassen unter anderem: Quarz Korn-Korn-Lösung (WALDSCHMIDT, 1941; HEALD, 1955; FÜCHTBAUER, 1974; RAMM, 1992; BJØRLYKKE, 1994), Quarz-Lösung entlang von Stylolithen (DEWERS & ORTOLEVA, 1990; OELKERS ET AL., 1995) oder Feldspatlösung (SORBY, 1880; BJØRLYKKE, 1983).

Vertreter einer externen Quelle des Quarzzements haben eine Herkunft aus kompaktierten Tonsteinen (SCOTCHMAN ET AL., 1989; BURLEY 1993) oder unterlagernden Sandsteinen (WOOD & HEWETT, 1984) vorgeschlagen. Als Transportmechanismus für die SiO₂-führenden Fluide wurden Konvektion (WOOD & HEWITT, 1984) oder Fluidbewegungen entlang von Störungszonen (HASZELDINE ET AL., 1984; JORDAN ET AL., 1987; SCOTCHMAN ET AL., 1989; BURLEY, 1993) vorgeschlagen.

Geochemische Modelle haben allerdings gezeigt, daß ein beckenweiter Transport von gelöstem SiO₂, selbst mit Hilfe ausgeprägter Störungszonen, unwahrscheinlich ist (PEDERSEN & BJØRLYKKE, 1994; GILES, 1997).

Seit der ersten Beschreibung durch WALDSCHMIDT (1941) wird Drucklösung (*pressure solution*) an Kornkontakten von detritischen Quarzkörnern als eine wichtige Quelle für SiO₂ zur Bildung von Quarzzement angeführt. Einige Autoren (zum Beispiel WALDSCHMIDT, 1941; PITTMAN, 1972; FÜCHTBAUER, 1974) sehen Drucklösung als die wichtigste Quelle für Quarzzement an, insbesondere in Sandsteinen, die im Laufe der Diagenese tief versenkt worden sind. Zur Gruppe der Drucklösungsphänomene gehören auch Stylolithen, die unter anderem von HEALD (1955) oder DUTTON (1986) als Quelle für Quarzzement herangezogen werden. Das so gelöste SiO₂ wird durch Diffusion von den Lösungsgebieten (vor allem Stylolithen) abtransportiert und im offenen Porenraum als Quarz-overgrowth ausgefällt. Bei diesem Model ist die Rate der Quarz-Zementation vor allem abhängig von der Rate, mit der Quarz in der näheren Umgebung gelöst wird.

Von vielen Autoren (RENTON ET AL., 1969; STEPHAN, 1970; PITTMAN, 1979; HOUSEKNECHT, 1984; JAMES & PORTER, 1985; PORTER & JAMES, 1986) ist dabei beobachtet worden, daß die Drucklösung in feinkörnigen Sandsteinen höher ist als in Mittel- bis Grobsandsteinen. Allerdings läßt sich dieses Phänomen nicht mit einer reinen Drucklösung erklären, da in feinkörnigen Sandsteinen mehr Kornkontakte zwischen den Körnern bestehen und der Druck besser verteilt wird, wogegen bei gröberen Korngrößen weniger Kontaktpunkte zwischen den einzelnen Körnern auftreten und deshalb die Lösung an den Kornkontakten stärker ausgeprägt sein muß. Neuere Modelle nehmen für eine lokale Quelle des Quarzzements daher eine Lösung des Quarzes an Quarz-Ton- beziehungsweise Quarz-Glimmer-Kontakten an, die nur untergeordnet vom Druck abhängig ist. Dieser Prozeß wird von BJØRKUM (1996)

und WALDERHAUG ET AL. (2004) als Ton-induzierte Lösung (*clay-induced dissolution*, CID) beschrieben und in Kapitel 5.3 im Detail dargestellt.

Des Weiteren kann SiO₂ bei der Auflösung und Umwandlung von Silizium-führenden Mineralen in Lösung gehen. Bei geringer Versenkung und Temperatur bilden sich zum Beispiel Kaolinit und Smektit als Resultat der Verwitterung oder der frühen Diagenese beim Durchfluß meteorischen Wassers. Es findet dabei die folgende schematische Reaktion statt (BJØRLYKKE, 1998 nach VELDE, 1995):

Gestein (Feldspat, Glimmer) + Wasser = Ton + Kationen.

Bei größerer Versenkungstiefe und höheren Temperaturen werden diese Minerale instabil und es tritt die folgende Reaktion ein:

Ton (Kaolinit, Smektit) + Kationen (K⁺) = Aluminiumsilikat (Illit) + Quarz + Wasser.

Bei Annahme des zweiten Modells mit größeren Transportweiten ist die Verteilung und Ausfällung von Quarzzement vor allem abhängig vom Porenwasserfluß. Dieser müßte allerdings größer als 10⁸ cm³/cm² sein (BJØRLYKKE, 1998) und würde damit in den höchstpermeablen Bereichen des Reservoirs stattfinden müssen, und diese dann durch die Ausfällung von Quarzzement blockieren.

BJØRLYKKE ET AL. (1989) sehen diese Durchflußraten als unwahrscheinlich an, da in einem sedimentären Becken mit einer konstanten Subsidenz- und Sedimentationsrate der aufwärts gerichtete Porenwasserfluß durch Kompaktion geringer ist als die Subsidenzrate. Dadurch kommt es ihrer Ansicht nach nicht zu einem Aufsteigen des Wassers und der damit verbundenen Abkühlung, so daß kein Quarz aus der Lösung ausfällt.

Für diese Arbeit wird eine lokale Quelle des Quarzzements mit kurzen Transportwegen bis zur Wiederausfällung favorisiert. Über Bildungstemperatur und -tiefe lassen sich keine definitiven Aussagen treffen, da zum Beispiel Fluideinschluß-Daten nicht zur Verfügung standen, um an ihnen Quarzisotope zu messen.

5.2.6 Porosität

Die primäre intergranulare Porosität in frisch abgelagerten Dünensanden kann bis zu 40 % erreichen (BEARD & WEYL, 1973), ist aber abhängig von der Sortierung und dem Matrixanteil. Durch die mechanische Kompaktion der Sandsteine in Tiefen bis zu 1000 m wird die intergranulare Porosität um bis zu 12 – 20 % reduziert (JONAS & MCBRIDE, 1977; SCHMIDT,

1981). Tiefere Versenkung mit steigenden Temperaturen und Drücken führen zu chemischer Kompaktion aufgrund der steigenden Löslichkeit der Komponenten. Ein Großteil der heute zu beobachtenden Porosität in Sandsteinen ist aber nicht primär überliefert, sondern sekundär während der Diagenese entstanden (unter anderem MCBRIDE, 1977; SCHMIDT & McDONALD, 1979; PITTMAN, 1979). Diese sekundäre Porosität zeichnet sich häufig durch übergroße Poren (*oversized pores*) aus, entstanden beispielsweise durch die Lösung von Feldspat oder einer frühen Zementphase, sowie durch Anlösungserscheinungen an Komponenten, Intrapartikelporosität und im Porenraum „schwimmende“ Komponenten (*floating grains*). Des Weiteren kann sekundäre Porosität durch die Entwässerung von Tonmineralen (zum Beispiel durch die Transformation von Kaolinit zu Illit) oder durch die Bildung von Klüften entstehen.

Die Quantifizierung des Anteils der Sekundärporosität an der Gesamtporosität im Gestein ist allerdings nur schwer erreichbar, da hierfür zumindest der Umriß der gelösten Komponenten rekonstruiert werden muß. Im Falle von gelösten primären Zementen ist dies so gut wie unmöglich. Einzelne Zementpatches und die Korrosion von Quarzkörnern geben einen Hinweis auf stattgefundene Lösung, die Abschätzung des primären, gelösten Carbonatzements bleibt aber schwierig. Primär vollkommen mit Carbonat zementierte Sandsteine sind kaum durchlässig für späteren Porenwasserdurchfluß, um eine Lösung des Carbonatzements zu ermöglichen. Nach SCHMIDT & McDONALD (1979) ist vor allem die Freisetzung von CO₂ im Zuge der Kerogenumwandlung verantwortlich für die Lösung von primärem Carbonatzement. Aber auch hier gilt, daß ausreichende Migrationswege zur Verfügung stehen müssen, um vorher zementierte Bereiche lösen zu können.

Im Rahmen dieser Arbeit konnte dabei festgestellt werden, daß der größte Anteil an Zementlösung unterhalb von ausgeprägten Permeabilitätsbarrieren stattgefunden hat, die ein Weitermigrieren von CO₂-reichen Lösungen in stratigraphisch höhere Positionen nicht erlaubten. So kam zu einer Konzentration und längeren Verweildauer von sauren CO₂-Lösungen innerhalb dieser Bereiche, in denen Zement vollständig gelöst wurde und die höchsten Anteile an Sekundärporosität beobachtet werden können. Bei einer ausreichend hohen Konzentration an sauren Lösungen können so auch Feldspäte und Vulkanitklasten gelöst werden. Beispiele hierfür finden sich unter anderem in:

- Bohrung 4 Kern B (10,0 m): hoher Anteil an Sekundärporosität unterhalb einer fluviatil/alluvial beeinflussten Permeabilitätsbarriere.
- Bohrung 2 Kern A (4,5 m): höchste Porosität und Permeabilität direkt unterhalb einer Permeabilitätsbarriere.

5.3 Einfluß von Tonmineralen auf Quarz-Lösung und -Zementation

Das Auftreten von Tonmineralen und klastischen Schichtsilikaten beeinflusst die physikalischen und chemischen Eigenschaften von Sandsteinen stark (BJØRLYKKE, 1998). Die primäre Sedimentzusammensetzung und frühdiagenetische Reaktionen legen die diagenetischen und gesteinsphysikalischen Veränderungen während der weiteren Versenkung fest. Des Weiteren verringert sich dabei in den meisten Fällen die Scherfestigkeit der Tonminerale und sie beeinflussen die chemischen Eigenschaften innerhalb des Sedimentkörpers. Nach Ansicht von WILSON (1992) wird der Einfluß von Tonkrusten unterschätzt, da ihr Auftreten bei Dünnschliffuntersuchungen nicht ausreichend erfaßt wird. Dies ist auf die geringe Dicke der Krusten sowie eine Maskierung durch Eisenoxide/Hydroxide, Tone in der Matrix oder andere authigene Tone zurückzuführen. Allerdings ist ihr Einfluß auf die Reservoirqualität oftmals bedeutend. So sind die Tonkrusten nach Ansicht von WILSON (1992) in fast allen äolischen Sandsteinen des Rotliegenden der Nordsee anzutreffen. In dichten Gas-führenden Sandsteinen untersucht von WESCOTT (1983) und WEIMER & SONNENBERG (1994) sind *sweet spots* an Sandsteine gebunden, die häufig Tonkrusten aufweisen, aber ein insgesamt geringes Volumen an Ton. Der Einfluß der Tonkrusten für Berechnungen der Wassersättigung ist ebenfalls bedeutend, da der Anteil an gebundenem Wasser in diesen Krusten sehr hoch sein kann und vor allem dadurch Widerstandsmessungen im Bohrloch verfälscht werden.

Zusammenfassend kann man feststellen, daß nicht-illitische oder Illit-arme Krusten effektiver in der Porositätserhaltung tief-versenkter Sandsteine sind als überwiegend Illit-reiche Krusten. Das gängige Modell für Illit-reiche Krusten geht von Quarzlösung an Korn-Korn-Kontakten aus, wobei SiO_2 in Lösung geht und durch Diffusion in „saubere“, krustenfreie Reservoirbereiche transportiert wird, wo es als Quarz-overgrowth wieder ausfällt.

Da nach Ansicht einer Vielzahl von Autoren (HEALD, 1955; HEALD, 1959; ORTOLEVA ET AL., 1987; DEWERS & ORTOLEVA, 1993; AL-SHAIEB ET AL., 1994; DEWERS & ORTOLEVA, 1994; ABDALLA ET AL., 1997) das Auftreten von Tonmineralen in Fein- und Mittelsandlagen zu unterschiedlichen diagenetischen Reaktionen führt, werden die Beobachtungen an den untersuchten Sandsteinen getrennt beschrieben und mit der Literatur verglichen.

5.3.1 Einfluß der Tonminerale in Feinsandlagen

Im Folgenden werden die Beobachtungen zu diagenetischen Veränderungen in den Feinsandlagen der äolischen Sandsteine zusammengefaßt.

Die in den Feinsandlagen der äolischen Sandsteine auftretende Quarzlösung wird durch das Vorkommen von Illiten und Kalium-reichen Glimmern gefördert. Das Phänomen wird von

BJØRKUM (1996) und WALDERHAUG ET AL. (2004) als „clay-induced dissolution“ (CID) beschrieben. Ein Beispiel für die Lösung von Quarz am Kontakt zu Glimmer ist in Abbildung 31 gegeben. Aufgrund der Verformung der einzelnen Glimmer kommt BJØRKUM (1996) zu dem Schluß, daß die Lösungsprozesse schon bei einem Druck von 0,4 – 10 Bar stattgefunden haben. Dies entspricht einer Versenkungstiefe von weniger als 100 m und stellt damit eine sehr frühe Quelle von SiO_2 dar, welches in Lösung gehen kann und bei Wiederausfällung das Gefüge stabilisiert.

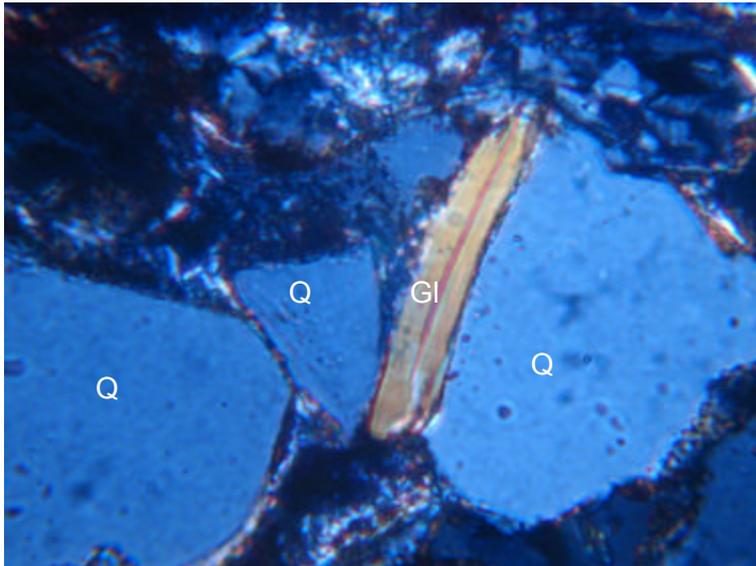


Abb. 31: Deutliche Quarzlösung am Kornkontakt zwischen Glimmer (Gl) und Quarz (Q). (Brg 5 Kern B; 8,71m; DS3055; x 500; X Pol).

Der eigentliche Mechanismus, der die Quarzlöslichkeit an den Quarz-Ton- bzw. Quarz-Glimmer-Kontakten erhöht, ist allerdings unklar. BJØRKUM (1996) geht von einer elektrostatischen Interaktion zwischen Quarz und Tonmineral- bzw. Glimmeroberflächen aus. Geringe Vorkommen von Ton können die Diffusionsrate von gelöstem SiO_2 von der Stelle an der dieses gelöst wurde erhöhen, da an den Ton-Quarz-Kontakten eine dickere Lage an adsorbiertem Wasser zur Verfügung steht (WEYL, 1959; DEWERS & ORTOLEVA, 1991) im Gegensatz zu reinen Quarz-Quarz-Kornkontakten (TADA & SIEVER, 1989). Es wird aber definitiv von einem Prozeß ausgegangen, der nicht vom Druck gesteuert wird, sondern von der Interaktion von Ton/Glimmer und Quarz an den Kornoberflächen sowie dem Einfluß von Wasser und Temperatur. Der Prozeß von Quarzlösung bis zur Wiederausfällung umfaßt dabei die folgenden Prozesse (Abbildung 32):

- (1) Quarzlösung an Kontakten zu Tonmineralen, Glimmern und an Stylolithbahnen. Dieser Prozeß ist thermodynamisch dominiert und nur untergeordnet vom Streß abhängig.

(2) Abtransport des gelösten Quarzes durch Diffusion von den Styrolithen in den freien Porenraum. Durch Diffusion werden nur relativ kurze Distanzen im Millimeter- bis Dezimeter-Bereich überwunden.

(3) Ausfällung des Quarzes als Quarz overgrowth.

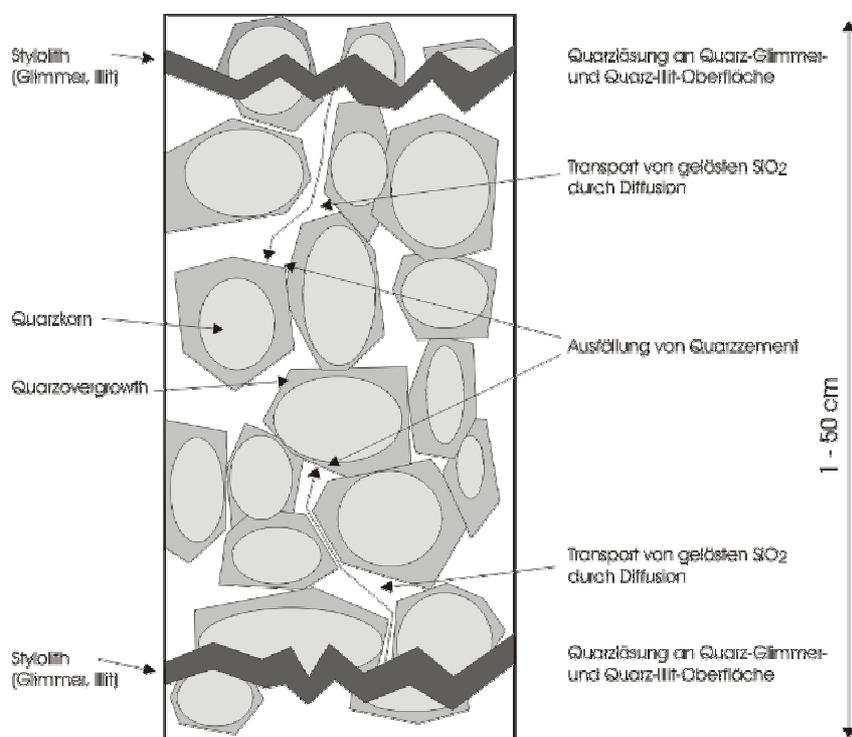


Abb. 32: Schematisches Modell der „clay-induced dissolution“ (CID) nach BJØRKUM (1998). Quarzlösung findet in Styrolithbahnen an den Grenzflächen von Quarz und Glimmern bzw. Tonen statt. Transport des gelösten SiO₂ durch Diffusion in den Porenraum. Wiederausfällung als overgrowth um Quarzkörner.

In den untersuchten äolischen Sandsteinen mit ausgeprägter pin-stripe Lamination kommt es nur an einigen Stellen zur Ausbildung von Styrolithen. Meist handelt es sich um Lösungsbahnen, die den feinkörnigen Laminae der *grain-fall* Sedimente folgen. In diesen feinkörnigen Lagen findet sich der höchste Anteil an Tonmineralen und Glimmern, so daß diese Lagen, ähnlich den Styrolithen, als Quelle von gelöstem SiO₂ dienen. Allerdings treten die feinkörnigen Laminae in Abständen von wenigen Millimetern auf, so daß an ihnen insgesamt wesentlich mehr SiO₂ freigesetzt werden kann als an vereinzelter Styrolithbahnen. Die Prozesse, die zur Entstehung von Lösungsbahnen führen sowie der Einfluß auf das Fließverhalten von Fluiden im Reservoir, ähneln somit den diagenetischen Prozessen an kataklastischen Störungs- und Kluffbahnen wie unter anderem von FISHER & KNIPE (1998) oder EDWARDS ET AL. (1993) beschrieben.

Alternativ wird von diversen Autoren angenommen, daß Ton den pH-Wert von Porenwässern an den Oberflächen der Quarzkörner erhöht, womit sich auch lokal die Quarzlöslichkeit erhöht (THOMPSON, 1959; OELKERS ET AL., 1996). Ein ähnliches Model („pH-Model“) zur

Quarzlösung wird auch von SHELDON ET AL. (2003, 2004) herangezogen. Der Leser wird für eine ausführliche Diskussion der Mechanismen an die Originalliteratur verwiesen.

Das im Kristallgitter der Illite und Glimmer gebundene Wasser trägt sowohl zur Quarzlösung als auch zum Abtransport des gelösten SiO_2 bei. Entscheidend für die Bildung der Lösungs- bzw. Stylolithbahnen ist dabei nicht der Druck, sondern die Temperatur (BJØRKUM, 1996; OELKERS ET AL., 1996; FISHER & KNIPE, 1998). Ein Teil des Illits ist detritischen Ursprunges, hervorgerufen zum Beispiel durch die Abtrennung von Teilen der Illit-/Hämatitkrusten beim äolischen Transport der Quarzkörner (BULLARD ET AL., 2002). Ein weiterer Teil resultiert aus der diagenetischen Umwandlung von Feldspäten, Glimmern und Smektiten.

Die ersten diagenetischen Veränderungen im Gefüge treten dabei sehr früh auf, da aufsteigendes Grundwasser aber auch Regenwasser aufgrund der hohen Kapillarkräfte zuerst in die Feinsandlagen eintritt. AMTHOR & OKKERMAN (1998) sehen in einer frühen, durch das Grundwasser beeinflussten Diagenese in Rotliegend Sandsteinen der nördlichen Niederlande den Hauptfaktor, der die Reservoirqualität der Sandsteine verändern kann. Die Ausfällung von porositätsverringernenden Zementen, wie zum Beispiel Quarz, Anhydrit und Dolomit, geschieht ihrer Meinung nach in der frühen Diagenese bei Temperaturen kleiner als 80°C . Sie belegen ihre Beobachtungen mit Sauerstoff- und Strontiumisotopenmessungen sowie der Tatsache, daß der Verlust an Porosität vor allem auf Zementation und nur untergeordnet auf Kompaktion zurückzuführen ist. Diese Beobachtung läßt sich direkt auf die Resultate der umfangreichen Dünnschliffuntersuchungen der hier untersuchten Sandsteine übertragen. Im Laufe der weiteren Diagenese stellen diese Lagen ausgeprägte Permeabilitätsbarrieren dar (Abbildung 33).

Bei der sukzessiven Ausbildung von Lösungs- und Stylolithbahnen wird das gelöste SiO_2 abtransportiert und fällt im freien Porenraum als homoaxialer Quarzzement wieder aus.

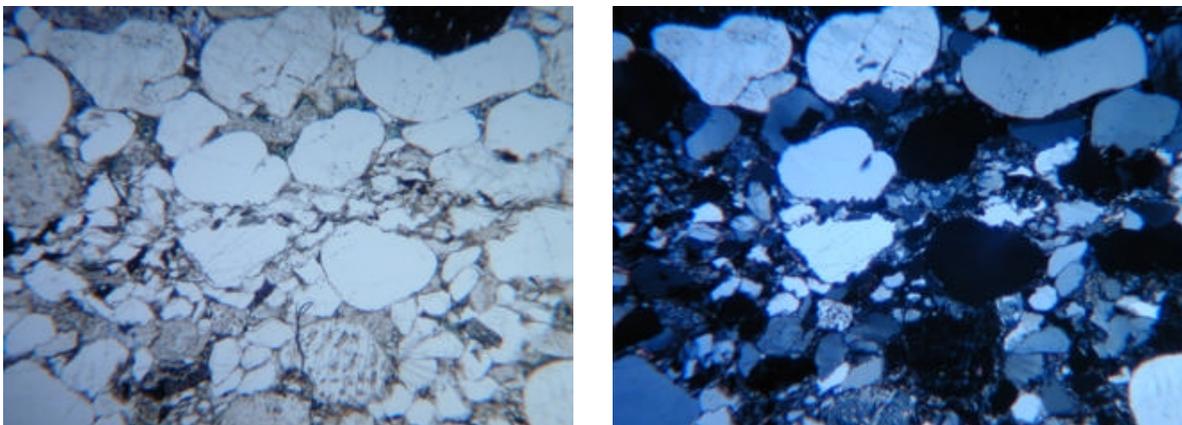


Abb. 33: Stylolithbahn (Brg 1 Kern A, 3,44 m, links: DS1799, II Pol., rechts: DS1800, X Pol., beide x31).

Von anderen Autoren ist diese Reduktion detritischer Körner durch Lösungsprozesse als sogenannte „intrastratale Lösung“ beschrieben worden. Sie merken an, daß diese signifikanten Barrieren meist in einem flachen Winkel zur Schichtung ausgebildet sind und sich der Bildungsvorgang gleichzeitig mit den letzten Zementphasen datieren läßt.

Ein Abweichen von der Schichtung wurde in den in dieser Arbeit untersuchten Dünnschliffen nicht festgestellt. Vielmehr folgen diese Lösungsbahnen den *grainfall*-Laminae der äolischen Pin-stripe Lamination. Ursache für dieses Phänomen sind daher oberflächennahe hohe Temperaturen und der erhöhte Tongehalt in den Feinsandlagen, also eine frühdiagenetisch angelegte *clay-induced dissolution* (CID) sensu BJØRKUM (1998), die sich dann entlang dieser Bahnen im Laufe der weiteren Diagenese verstärkt. Reine Drucklösung (*pressure solution*) kann nicht der eigentliche Grund für die Lösung in Feinsandlagen sein, da der Druck bei kleinen Komponenten besser über die Oberfläche verteilt wird.

5.3.2 Einfluß der Tonminerale in Mittel- bis Grobsandlagen

Zusätzlich zu den oben beschriebenen Auswirkungen der Tonminerale in Feinsandlagen, nehmen die Tone auch Einfluß auf die Diagenese und Zementation der Mittel- bis Grobsandlagen.

Eine Behinderung der Keimbildung auf detritischen Körnern durch Illit-Hämatit-Rinden und damit Verhinderung der Kristallisation authigener Zementminerale (CECIL & HEALD, 1971; TADA & SIEVER, 1989; DUTTON & DIGGS, 1992; EHRENBURG, 1993) tritt nur in Einzelfällen auf. Mehrere Mechanismen sind vorgeschlagen worden, um den Einfluß von Tonmineral-coatings auf Quarzkörnern in Bezug auf eine reduzierte Quarzzementation zu erklären. MULLIS (1991) konnte in Laborexperimenten nachweisen, daß die Ausfällungsrate von SiO_2 aus Lösung auf natürlichen Quarzkörnern dreimal geringer war als auf sauberen, tonfreien Quarzkörnern. DEWERS & ORTOLEVA (1991) haben vorgeschlagen, daß Tonkutane auf Quarzkörnern die Diffusion von gelöstem SiO_2 zur Quarzoberfläche behindern und dadurch die Ausfällungsrate herabgesetzt wird. OELKERS ET AL. (1996) sehen den Grund hierfür in einem lokal erhöhten pH-Wert, wodurch die Quarzlöslichkeit erhöht wird und somit die Quarzausfällung behindert wird. Nachteil dieser Modelle ist aber, daß sie auf ein durchgehendes Tonkutan auf der Oberfläche angewiesen sind. Alternativ kann auch eine Reduzierung der reaktiven Quarzoberfläche in Betracht gezogen werden, wodurch ebenfalls die Quarzausfällungsrate gemindert wird (FISHER ET AL., 2000).

Die Rinden sind primär vorhandene Phänomene, können aber im Laufe der Diagenese ihre Schichtdicke ändern bzw. neugebildet werden. Abbildung 34 zeigt das Auftreten einer primären Hämatit-/Illit-Rinde auf einem Quarzkorn, auf der ein homoaxialer Quarzzement aufwächst. Über dem Quarzzement folgt eine zweite Illit-Rinde. Diese, als „Doppelcoating“

bezeichnete Ausbildung, belegt sowohl frühdiaagenetische Anlage als auch spätdiaagenetische Überprägung der Rinden.

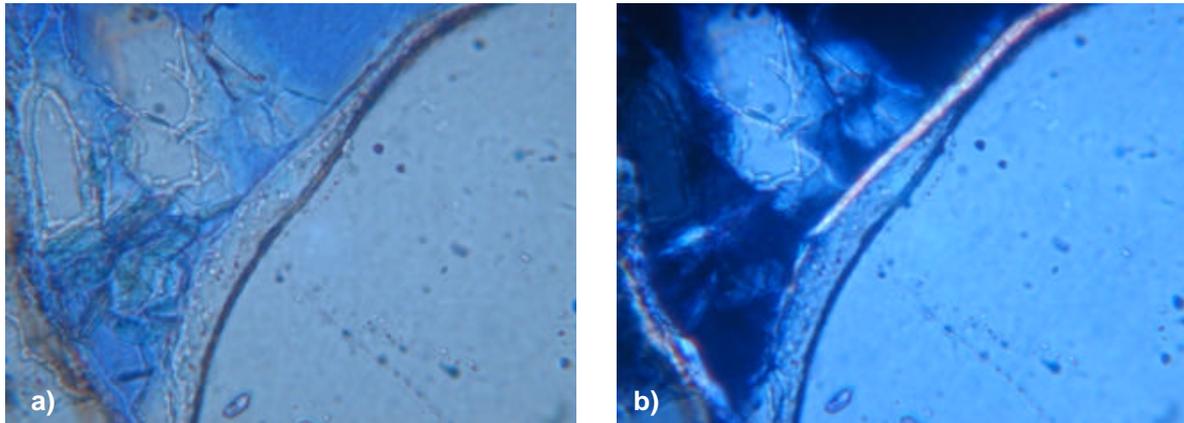


Abb. 34: Doppelcoating um detritisches Quarzkorn, Brg 1 Kern B, 0,22 m: a) DS1927, II Pol., b) DS1928, X Pol, beide x500.

Das Wachstum von Quarzement auf Komponenten über Illit-Hämatit-Rinden ist auf Beschädigungen dieser Krusten, zum Beispiel während des Sedimenttransportes, zurückzuführen. Diese Defekte sind häufiger, als es der zweidimensionale Eindruck im Dünnschliff darstellen kann.

Bei Untersuchungen an Sandsteinen vom norwegischen Schelf konnte BJØRKUM (1996) außerdem an allen Stellen, an denen Quarzkörner untereinander konvex-konkave Kornkontakte aufweisen, das Vorhandensein von illitischen oder glimmerreichen Tonen durch Element-mapping nachweisen. Diese Untersuchungsmethode stand hier nicht zu Verfügung, allerdings lassen Dünnschliffbilder (Abbildung 35) auf den gleichen Prozeß schließen. Bei Kompaktion des Korngefüges kommt es an den Kornkontakten zur Auflösung der Illit-Krusten, wobei gleichzeitig die Quarzlösung gefördert wird.

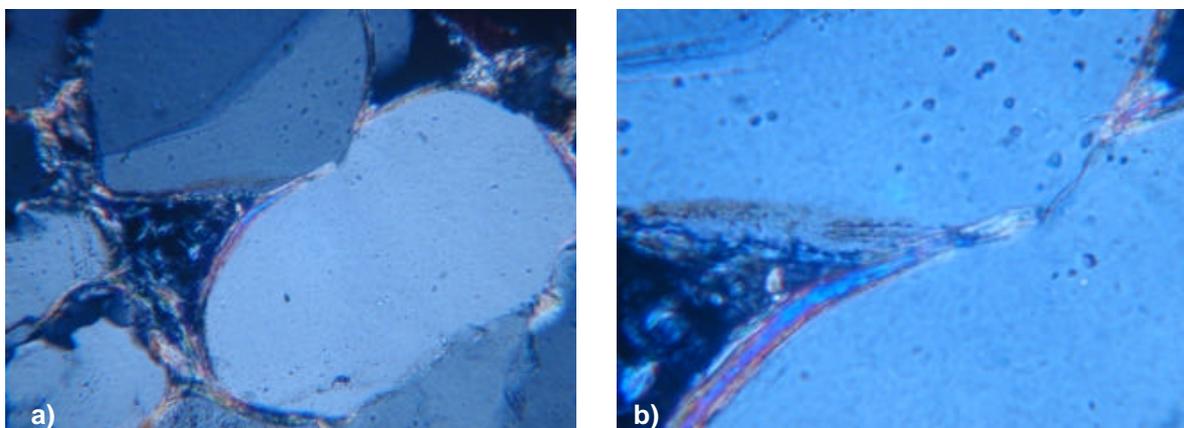


Abb. 35: Auflösung der Illit-Kruste an Kornkontakt, Brg 1 Kern B, 0,05 m: a) DS1906 X Pol., x195, b) DS1908, X Pol., x500.

Fazit:

Quarzlösung an Korn-Korn-Kontakten wird durch das Vorhandensein von geringen Tonanteilen an den Kornkontakten gefördert, Quarzausfällung dagegen wird durch Tonkutane auf den Quarzkörnern erschwert oder verhindert. Die Untersuchungen in dieser Arbeit haben gezeigt, daß authigener Quarz durch lokale Quarzlösung an Ton-Quarz-Kontakten in feinkörnigen äolischen *grainfall*-Lagen zur Verfügung gestellt wird und in den gröberkörnigen *grainflow*-Lagen als Quarzzement wieder ausgefällt wird. Diese Quarzzementation wird durch Tonkutane teilweise behindert, je nachdem ob die Oberflächen der Quarzkörner ausreichend mit Tonkutanen bedeckt sind oder eben nicht. Die Frage nach einem volumetrischen Zusammenhang zwischen Quarzzementvolumen und Tonanteil ist nicht zu beantworten. Es ist allerdings auch nicht die absolute Konzentration von Ton im Gestein entscheidend, sondern die textuelle Verteilung der Tone, die die Rate von Quarzlösung und Quarzausfällung bestimmt.

5.4 Diagenetische Abfolge und Versenkungsgeschichte

Siehe Dünnschliffbilder in Anlage IV.7

Es werden an dieser Stelle die in dieser Arbeit ermittelten Beobachtungen zur diagenetischen Entwicklung zusammengefaßt und mit den Ergebnissen bisheriger Untersuchungen zur Rekonstruktion der Versenkungsgeschichte integriert.

Die Rekonstruktion der vollständigen Versenkungsgeschichte der untersuchten Sandsteine im Untersuchungsgebiet ist nach bisherigen Untersuchungen aufgrund der Salzmobilisation und der Bildung der Salzstöcke Verden und Wedehof kompliziert. Es können sowohl erosionsbedingte als auch primäre, durch Salzbewegungen hervorgerufene Schichtausfälle beobachtet werden.

Andere Autoren rekonstruieren die Versenkungsgeschichte anhand der Bohrung 1, da die Bohrung die stratigraphisch tiefsten Intervalle erreicht, kein Salz durchteuft hat, und die Bohrung ein nahezu vollständiges Triasprofil und zusätzlich 400 m liassischer Sedimente durchteufte. Sie ermitteln dabei die folgenden Hauptereignisse während der Versenkungsgeschichte:

1. hohe Subsidenzraten für den Zeitraum Zechstein bis Untere Trias,
2. geringe Subsidenzraten für den Zeitraum Obere Trias bis Unter-Jura,
3. Exhumierung im Zeitraum vom Unter-Jura bis Unter-Kreide und
4. hohe Subsidenzraten im Zeitraum Ober-Kreide bis Tertiär.

Der Heraushebung im Zeitraum Unter-Jura bis Unter-Kreide wird dabei eine wesentliche Bedeutung für den Diageneseablauf beigemessen. Vermutlich steht sie im Zusammenhang mit tektonischen Prozessen der kimmerischen Orogenphase und wird möglicherweise durch Aktivitäten an den NW-SE verlaufenden Störungselementen parallel zum Aller-Lineament gesteuert.

Die heute zu beobachtenden Porencharakteristika und Zementverteilungen in den Sandsteinen der hier untersuchten Dethlingen Formation sind in erster Linie ein Effekt der Sedimentation und der frühen, oberflächennahen Diagenese. Eine diagenetische Überprägung während der späten Versenkung findet statt, folgt aber den primär angelegten Diagenesemustern. Generell ist von einer gemischten primären Zusammensetzung der Sandsteine auszugehen, an der sowohl Monoquarze, Polyquarze, Feldspäte, Gesteinsbruchstücke und ein geringer detritischer Tonanteil beteiligt waren.

In Abbildung 36 sind die diagenetischen Prozesse zusammengestellt und werden nachfolgend im Text beschrieben.

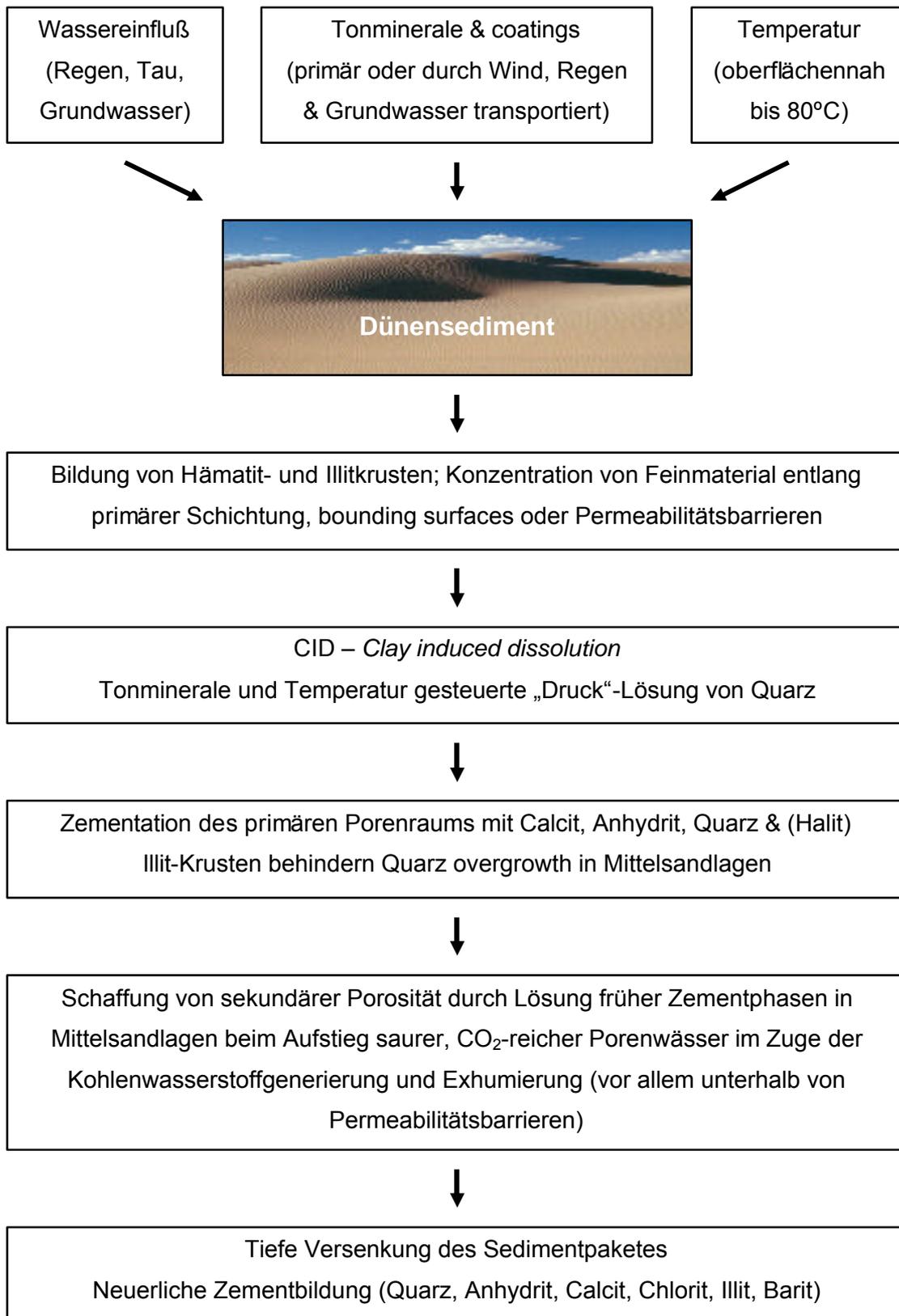


Abb. 36: Überblick über die diagenetischen Prozesse.

Die ersten diagenetischen Neubildungen und Umwandlungen finden synsedimentär an der Sedimentoberfläche oder in den ersten Zentimetern direkt darunter statt. Die Ausfällung von Metalloxiden, vor allem Hämatit, beginnt direkt nach der Ablagerung des Sediments. Gleichzeitig lagern sich detritische Tone als Kutane um detritische Komponenten und es kommt zur Bildung von geringen Anteilen an autigenen Tonneubildungen. Die Ausfällung der Metalloxide sowie die Anlagerung der Tone erfolgt durch Einwehung in das Sediment unter Einfluß von Tauwasser oder meteorischen Wässern.

Aufgrund der hohen Temperaturen in Wüstenklimaten kommt es direkt an der Sedimentoberfläche zu ersten Quarzlösungsprozessen in den äolischen Feinsandlaminae, unterstützt durch das Vorhandensein von Tonkutanen, und zur Lösung von eingewehtem Quarzstaub. Das dabei in Lösung gegangene SiO_2 fällt in den benachbarten Mittel- und Grobsandlagen wieder aus und führt so zu einer ersten Stabilisierung des Korngefüges. Dieses Modell deckt sich mit REM-Untersuchungen und Katholuminiszenz-Untersuchungen nach denen der älteste, diagnostizierte Zement ein relativ früher gefügestabilisierender Quarzzement ist, der als Meniskuszement auf den Oberflächen detritischer Minerale aufwächst, bei denen Illit-Hämatit-Säume entweder nicht ausgebildet oder bereichsweise zerstört sind. Stellenweise finden sich Quarzkörner mit zwei Hämatitlagen, die durch syntaxialen Quarzzement voneinander getrennt sind. Hierbei handelt es sich um wiederaufgearbeitete Komponenten.

Bis zur Basis des Zechsteins erfolgte im Untersuchungsgebiet weitestgehend ein Reliefausgleich, entweder lokal durch grobkörnige, äolische Sedimente oder durch alluviale Schüttungen vom östlichen Grabenrand auf die absinkende Hochscholle. Während der Überlagerung mit weiterem Sediment und beginnenden Versenkung kommt es zu ersten Lösungsprozessen an instabilen Komponenten, wie zum Beispiel Vulkanitfragmenten und Feldspäten. Des Weiteren kommt es zur Rekristallisation an und innerhalb der Illit-Hämatit-Rinden mit Bildung von Quarz und Albit. Insgesamt kommt es durch diese synsedimentären und frühdiagenetischen Prozesse zu einer schnellen Stabilisierung des Gefüges, die der Kompaktion des Porenraumes während der Versenkung vom Zechstein bis in die Unter-Trias entgegenwirkt. Die Quarzzemente wachsen während der weiteren Versenkung in den Porenraum hinein und umschließen detritische Körner poikilotopisch. Gleichzeitig kommt es zur Bildung einer ersten Chloritgeneration. Während der weiteren Versenkung erfolgt außerdem eine Stabilisierung des Sedimentkörpers durch erste Zemente von Halit, Calcit und Anhydrit. Eine Verdrängung von silikatischem Material ist stellenweise zu beobachten. Auffallend ist, daß Calcitzement nicht oder nur in geringen Anteilen in den feinkörnigen *grainfall* Lagen auftritt. Oftmals findet sich Calcitzement auch nur auf einer Seite einer feinkörnigen Lagen, das heißt diese Lagen stellten offensichtlich sehr früh eine vertikale Migrationsbarriere für die calcitbringende Porenlösung dar und entstanden bereits vorher.

Während der schnellen Versenkung vom Zechstein bis zur Mittleren Trias wird der nicht von Zementen stabilisierte primär offene Porenraum reduziert. Die unterhalb der Rotliegend-Sandsteine liegenden kohleführenden Schichten des Karbons kommen in den Bereich des Gasfensters, so daß es zur ersten Bildung von Kohlenwasserstoffen kommt, die in die Rotliegend-Sandsteine eintreten. Es kommt zur Generierung von sauren, reduzierenden CO₂-reichen Porenwässern, die frühe Calcizemente lösen und so sekundäre intergranulare Porosität schaffen. Feldspäte und Vulkanitkomponenten werden angelöst und Intrapartikelporosität gebildet. Nach Ansicht anderer Autoren haben die östlichen Grabenteile entlang einer N-S-streichenden Störung eine höhere Subsidenzrate als die westlichen Bereiche des Grabens. Gas migriert in die strukturhohen Positionen, wie zum Beispiel in Bohrung 1, so daß hier eine gefügestabilisierende Zementation behindert wird. Die strukturell tiefer liegenden Bereiche, zum Beispiel Bohrung 3, werden diagenetisch überprägt. Es kommt zur Ausfällung von Quarz-Meniskus-Zement und/oder Calcit-Zement, die das Korngefüge stabilisieren.

Die Region wird in einer Inversionsphase vom Oberen Jura bis zur Unter-Kreide gehoben. Aufgrund des steigenden Porendrucks wird wahrscheinlich an einigen Störungsbereichen, wie zum Beispiel in der Nähe der Bohrung 1, das Retentionsvermögen für Gas in den Sandsteinen überschritten worden sein und zuvor eingeschlossenes Gas entweichen konnte. Während der Hebungsphase kommt es zur Lösung instabiler Komponenten (Gesteinsfragmente, Feldspäte) und von frühen Zementen, so daß sekundäre Porosität geschaffen wird.

Die kohleführenden Schichten des Ober-Karbons kommen durch die zunehmende Versenkung ab der Unter-Kreide erneut in das Gasfenster und es kommt zu einer zweiten Bildungsphase von Kohlenwasserstoffen. Diese können in das weitgehend offene Korngefüge der untersuchten Sandsteine der Dethlingen Formation eindringen. Durch die intensiven Kompaktionsprozesse im Hangenden bildet das darüberliegende Fanglomerat eine effektive Barriere. Während der weiteren Versenkung von der Ober-Kreide bis in das Tertiär wird das vorher gasbefüllte Intervall aufgrund der fehlenden Gefügestabilisierung stärker kompaktiert als die liegenden Sandsteine, die durch gefügestabilisierende Zemente gestützt werden.

Daneben kommt es zur Bildung von kryptokristallinem Material im Bereich der Illit-Säume, wie zum Beispiel Quarzneubildung, Albitneubildung und der Bildung von Illit-Chlorit-Mikrokristallen. Im Porenraum werden eisenreiche, sammelkristallisierte Chlorite und maschig-faserige Illite gebildet, die sich negativ auf die heute zu beobachtende Permeabilität auswirken. Einzelne poikilotopische Calcit- und Anhydritzemente sowie idiomorph in den offenen Porenraum wachsende Barytzemente stellen die letzten Mineralneubildungen dar.

6 Digitale Bildanalyse zur Erfassung von Porenparametern

6.1 Einführung

Die Porosität in Speichergesteinen ist an eine geringe Anzahl von Porentypen gebunden, deren Größe und Form vom Sedimenttyp, den Ablagerungsbedingungen und den post-sedimentären diagenetischen Prozessen abhängig sind.

Bei einer rein visuellen Auswertung von Dünnschliffen ist ein subjektiver Eindruck des jeweiligen Betrachters nicht auszuschließen. Dadurch ergibt sich die Schwierigkeit, daß Ergebnisse von Dünnschliffuntersuchungen, selbst die eines einzelnen Untersuchers, oftmals nicht vollständig reproduzierbar sind. Bei einer Analyse der Dünnschliffe durch unterschiedliche Bearbeiter erhöhen sich die Ungenauigkeiten zusätzlich.

Ziel der hier durchgeführten digitalen Bildanalyse ist die rechnergestützte Ermittlung von objektiven Parametern, die eine neutrale Charakterisierung des Porenraumes ermöglichen. Die so aufgefundenen Porentypen repräsentieren eine Klassifikation der optisch auflösbaren Porosität. Die Größe, Form und Häufigkeit eines jeden Porentyps innerhalb eines Dünnschliffs kann objektiv mit Hilfe der digitalen Bildanalyse ermittelt werden.

Die Verwendung der digitalen Bildanalyse ist weit verbreitet in der Medizin sowie den Bio- und Geowissenschaften zur Bestimmung textueller Eigenschaften, wie zum Beispiel Größe, Orientierung und Verteilung verschiedenster Objekte. Bei der Auswertung von Dünnschliffen bietet sie die Möglichkeit, textuelle Eigenschaften des Materials mit seinen physikalischen Charakteristika in Verbindung zu setzen. Die Anwendung der Methode ist im Bereich der Geowissenschaften (unter anderem HABESH, 1990; RUZYLA, 1992; JERRAM ET AL., 1996; MOWERS & BUDD, 1996; VAN DEN BERG, 2003) und der Bodenkunde (ISMAIL, 1975; BISDOM & SCHOONDERBEEK, 1983; PROTZ & VANDENBYGAART, 1998) gut dokumentiert.

6.2 Durchführung der digitalen Bildanalyse

Die Grundlagen zur Durchführung digitaler Bildanalyse an geologischen Dünnschliffen sind unter anderem von EHRlich ET AL. (1984), SCHÄFER & TEYSSEN (1987), HABESH (1990), EHRlich ET AL. (1991 a, b), MCCREESH ET AL. (1991), RUZYLA (1992), MOWERS & BUDD (1996) und FRANCUS (1998) beschrieben.

Die Analyse beginnt mit der Digitalisierung der zu untersuchenden Bilder. Hierbei kann es sich um Aufnahmen handeln, die mit einer Kamera durch das Okular des Mikroskops aufgenommen wurden, gescannte Dünnschliffbilder oder Bilder vom Rasterelektronenmikroskop (REM). Die digital vorliegenden Bilder werden gefiltert, so daß eine Segmentierung in Porenraum und Matrix fehlerfrei erfolgen kann. Während der darauf folgenden Untersuchung mittels der Bildanalyse werden die unterschiedlichen Porenparameter, wie zum Beispiel Porenradius, Porenumfang oder Porenrundung, ermittelt. Die so gewonnenen Daten können statistisch ausgewertet und graphisch dargestellt werden. Abbildung 37 gibt einen Überblick über die Arbeitsschritte vom Einlesen der Bilder bis zur Auswertung.

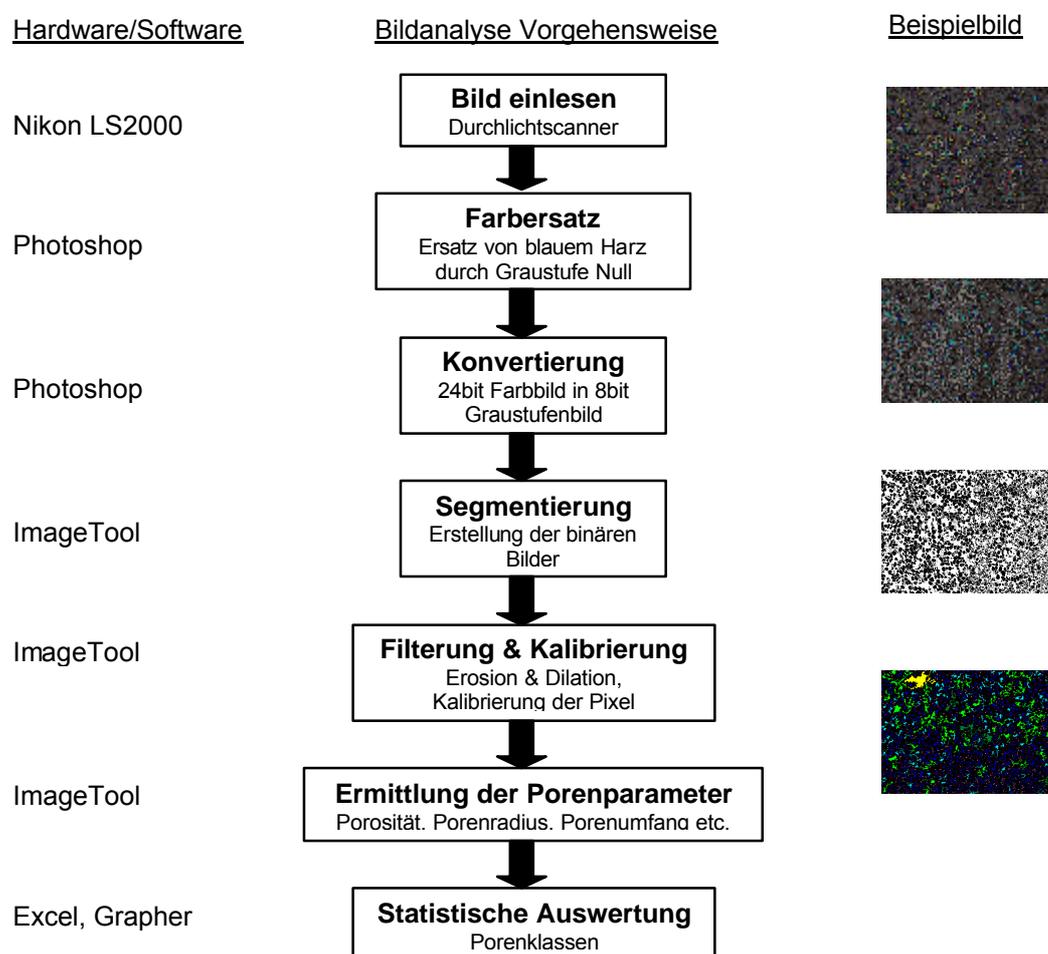


Abb. 37: Schematischer Überblick der Arbeitsschritte der digitalen Bildanalyse, der jeweils benutzten Software sowie Beispielen der einzelnen Schritte.

Insgesamt wurden auf diese Weise 106 Dünnschliffe untersucht. Diese verteilen sich folgendermaßen auf die einzelnen Bohrkerne (Tabelle 5):

Bohrung	1		2	3	4		5
Kern	A	B	A	A	A	B	A
Dünnschliffe	14	11	24	11	15	14	17
nicht auswertbar: kein Porenraum REM-Schatten	2	1	4	1			2
auswertbar	12	10	20	10	15	14	15
Insgesamt: untersucht auswertbar	106 96						

Tab. 5: Anzahl der untersuchten Dünnschliffe unterteilt nach Bohrkerne.

6.2.1 Einlesen und Digitalisierung der Dünnschliffbilder

Vor Beginn der Bildanalyse wurden die zu untersuchenden Dünnschliffe mit Hilfe des Diascanners Nikon LS2000 im Rechenzentrum der Universität Marburg mit hoher Auflösung eingescannt und als unkomprimierte Bitmaps (BMP-Format) gespeichert. Für die vorliegenden Untersuchungen wurde eine Auflösung von 2700 dpi verwendet. Der einzuscannende Ausschnitt entspricht mit seinen Abmessungen von ca. 17,2 x 12,6 mm (1825 x 1343 Pixel) in etwa einem Drittel des gesamten Dünnschliffes. Die Auflösung beträgt bei den Untersuchungen **1 Pixel = 9,4 µm**. Eine höhere Auflösung, das heißt geringere Pixelgröße, wäre durch Verkleinerung des Bildausschnittes erzielbar gewesen. Der Auflösungsverlust wurde aber bewußt in Kauf genommen, um einen möglichst großen und daher repräsentativen Bereich des Dünnschliffes abzudecken und alle im Dünnschliff vorhandenen sedimentologischen Besonderheiten (Zemente, sedimentäre Gefüge usw.) zu berücksichtigen.

In Kapitel 6.2.5 folgt eine Diskussion des zu erwarteten Auflösungsverlustes sowie zum Auffinden der Mikroporosität.

6.2.2 Verwendete Software zur digitalen Bildanalyse

Es war ursprünglich vorgesehen, für die Bildauswertung das am Fachbereich für Geowissenschaften der Universität Marburg vorhandene Bildanalyseprogramm Image-Pro Plus zu verwenden. Da dieses aufgrund technischer Probleme nicht zur Verfügung stand, wurde auf zwei im Internet frei verfügbare Software Pakete zurückgegriffen: UTHSCSA ImageTool (IT)¹ in der Version 2.0 des Health Science Center der University of Texas sowie ImageJ² in der Version 1.35i. Beide Programme sind wie die meisten Bildanalyseprogramme ursprünglich für den Einsatz in der Auswertung histologischer Dünnschnitte in der Medizin entwickelt worden und liefern dadurch die gewünschte hohe Auflösung. Trotz der Limitierung auf Graustufenbilder und einer geringeren Auswahl an Filtermöglichkeiten haben sich die Programme während der Analysen sehr gut bewährt.

6.2.3 Vorbereitung der Bilder zur Auswertung

Zur Analyse mit ImageTool mußten die 24-bit Farbbilder in 8-bit Graustufenbilder umgewandelt werden, um danach die Segmentierung in Porenraum und Matrix durchzuführen. Bei ersten Tests zur Bildanalyse an 8-bit Graustufenbildern zeigte sich, daß die inhomogene Ausleuchtung der Bilder durch den Scanner zu einer Farbverschiebung der Graustufen führt, was eine Analyse nahezu unmöglich macht. Teile der Komponenten (vor allem der Vulkanitkomponenten) weisen bei dieser Einstellung die gleiche Graustufe wie das blau angefärbte Harz des Porenraumes auf und wurden so bei der Segmentierung fälschlicherweise mit in die Auswertung einbezogen. Deshalb wurde im Verlauf der Untersuchungen zur Analyse von 8-bit Graustufenbildern ein Zwischenschritt eingeschoben. Jeder einzelne Scan wurde in das Programm Adobe PhotoShop geladen, um dort das Blau des Harzes durch die Farbe Schwarz mit der Graustufe 0 zu ersetzen. Durch den sorgfältigen Vergleich mit dem Originalbild auf einem zweiten Monitor konnte der Farbersatz optimal durchgeführt werden. In Abbildung 38 ist ein Vergleich zwischen Originalbild (a), Graustufenbild (b) und Graustufenbild mit Farbersatz (c) dargestellt. Durch diese Prozedur ist gewährleistet, daß der ersetzte Farbton nun einen scharfen Peak im Graustufenhistogramm bildet. Dieser Peak läßt sich bei der nachfolgenden Segmentierung eindeutig fassen, so daß eine korrekte Unterteilung in Porenraum und Matrix durchgeführt werden konnte.

¹ UTHSCSA ImageTool kann im Internet unter <http://ddsdx.uthscsa.edu/dig/> heruntergeladen werden.

² ImageJ kann im Internet unter <http://rsb.info.nih.gov/ij/> heruntergeladen werden.

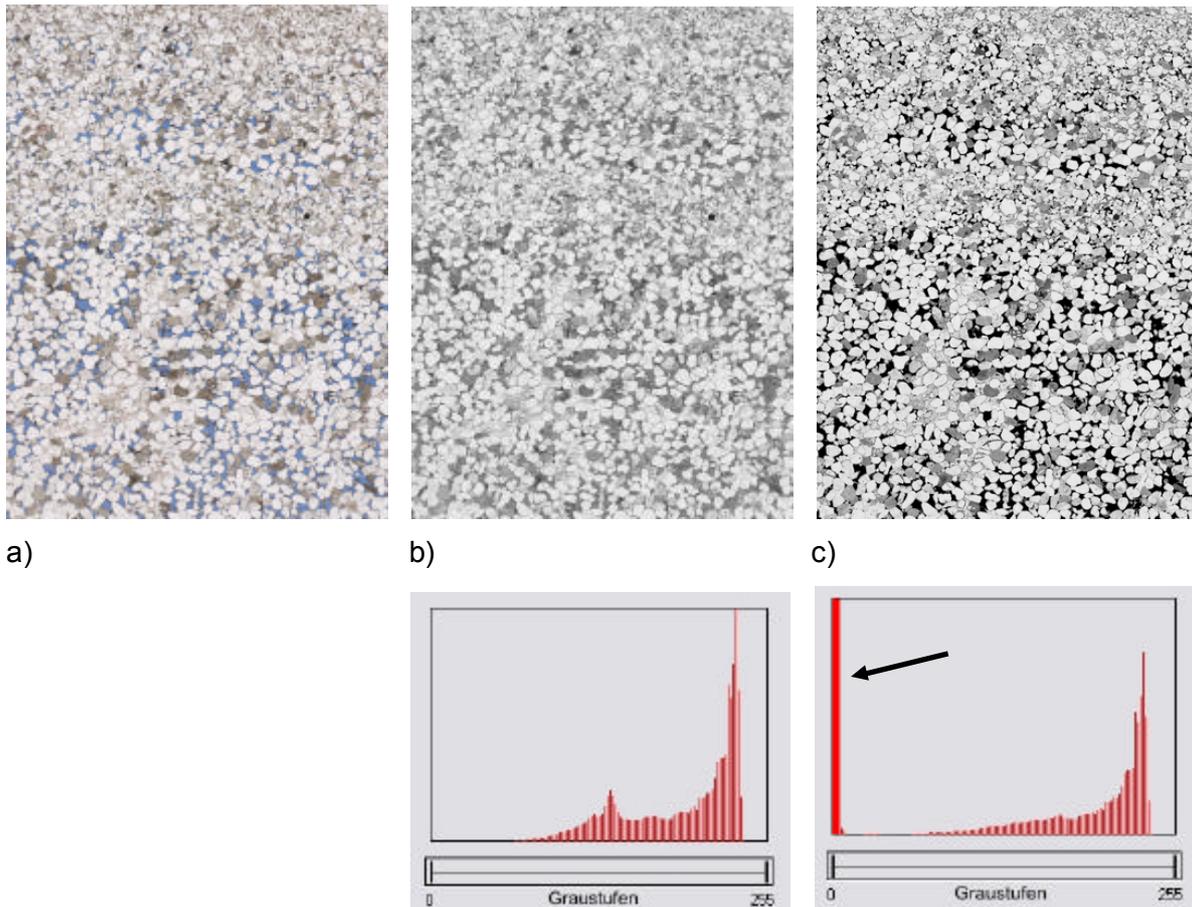


Abb. 38: Vergleich zw. Farbbild (a), Graustufenbild (b) und Graustufenbild mit Farbersatz (c) sowie die dazugehörigen Histogramme (Brg 3 Kern A; 0,13 m; DS4421; Bildgröße jeweils 17,2 x 12,6 mm). Der Pfeil zeigt den scharfen Peak der Graustufe 0 durch den Farbersatz an.

6.2.4 Segmentierung in Porenraum und Matrix

Die Umwandlung eines Graustufenbildes in ein binäres Bild, bei dem Schwarz der zu untersuchende Porenraum und Weiß die Matrix (Komponenten und Zemente) darstellt, erfolgt über die Definition eines globalen Schwellenwertes (*thresholding*) innerhalb des Graustufenhistogramms mit 256 Abstufungen. In Abbildung 39 sind die Schwellenwertfunktion des Programms sowie das erzeugte binäre Bild abgebildet.

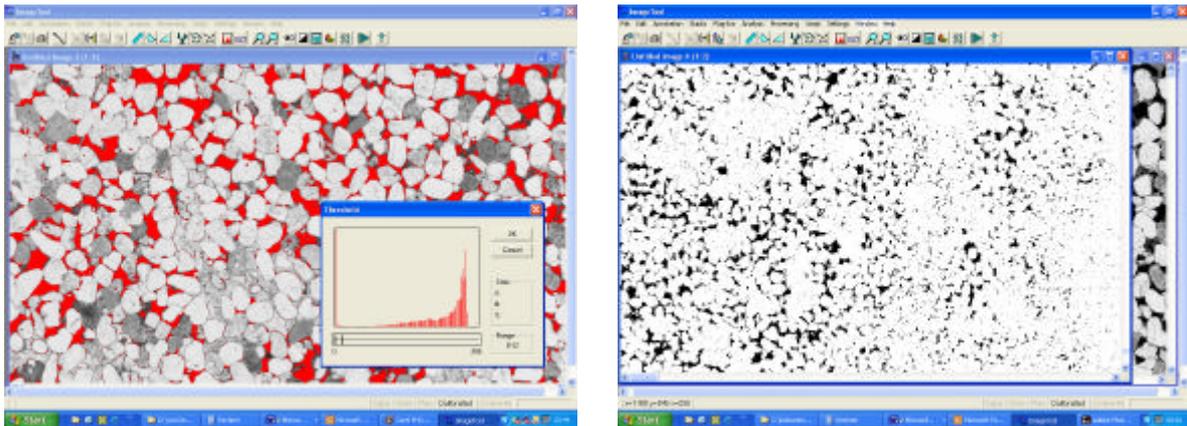


Abb. 39: Einstellung des Schwellenwertes mit ImageTool und binäres Bild (schwarz = Porenraum, Weiß = Matrix).

6.2.5 Festlegung der minimalen Objektgröße

Im ersten Schritt der Analyse wurden mit der Software die im Bild auftretenden Objekte ermittelt. Nach den für diese Arbeit ermittelten und vorgegebenen Parametern sind dies Objekte ab einer Größe von mindestens 5 Pixeln, d.h. einer **minimalen Objektfläche von 441,8 μm^2** . Im Rahmen der Voruntersuchungen hat sich diese Objektgröße als am Besten geeignet erwiesen (Abb. 17), da Einzelpixel, die oftmals aus Farbfehlern resultieren, ausgeschlossen werden konnten.

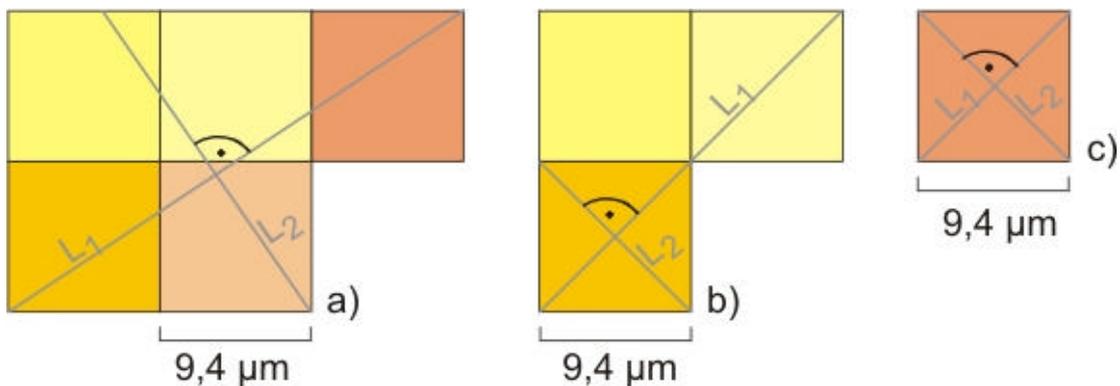


Abb. 40: Vergleich der Auflösung bei einer minimalen Objektgröße von a) 5 Pixel, b) 3 Pixel und c) 1 Pixel.

Mit der Festlegung auf eine minimale Objektgröße von 5 Pixeln wurden kleinere Objekte bewußt ausgeschlossen. In Tabelle 6 sind die Eigenschaften der in Abbildung 40 dargestellten Objekte kurz zusammengefaßt. Es hat sich gezeigt, daß Objekte, die nur aus 1

bis 4 Pixel bestehen, zum Teil aus Farbfehlern resultieren. Außerdem erfolgt so eine Reduzierung der Objektanzahl, da die Software maximal 10.000 Objekte auffinden kann.

Objekt	kleinste Objektfläche (μm^2)	kleinste längste Achse L_1 (μm)	kleinste kürzeste Achse L_2 (μm)	kleinster Porenindex
a)	441,8	33,9	23,0	13
b)	265,1	26,6	13,4	10
c)	88,36	13,4	13,4	6,6

Tab. 6: Vergleich der Porenparameter für die in Abbildung 17 gewählten minimalen Objektgrößen.

Weiterhin wurden Poren, deren Erstreckung über die Bildkante hinausreicht, von der Analyse ausgeschlossen, um Fehler bei der Berechnung des Porenindex zu vermeiden. Diese Grundparameter gelten für alle untersuchten Dünnschliffe. In Tabelle 7 ist ein Vergleich zwischen unterschiedlichen Grundeinstellungen und den daraus resultierenden Ergebnissen dargestellt. Aus der Tabelle ist deutlich der starke Einfluß der untersuchten Pixelanzahl auf den Porenindex sichtbar (Erläuterung zum Porenindex: siehe unten).

Brg 3 Kern A DS4421	ab 5 Pixel, ohne Randporen	ab 5 Pixel, mit Randporen	ab 1 Pixel, ohne Randporen	ab 1 Pixel, mit Randporen
Porosität (%)	9,82	10,41	10,25	10,84
Porenindex	38,37	38,72	17,82	18,01

Tab. 7: Vergleich von Porosität und Porenindex bei unterschiedlichen Grundeinstellungen in ImageTool.

6.2.6 Filterung und Kalibrierung der Bilder

Bei einem Teil der Dünnschliffe mußte aufgrund der Limitierung des Programms auf eine Objektzahl von 10.000 eine weitere Filterung durchgeführt werden. Über eine rechnergesteuerte Routine (*Erosion-Dilation*, *Open-Close*) kann so der Porenraum konzentriert werden, dadurch werden Einzelpixel aus der Matrix entfernt. Die Gesamtporenfläche wird dabei nicht wesentlich verändert.

Vor der Analyse der aufgefundenen Objekte erfolgte eine räumliche Kalibrierung der Dünnschliffbilder. So kann die Ausgabe von Porenfläche, Achsenlänge usw. in jeder gewünschten Maßeinheit, z.B. mm, mm^2 , μm oder μm^2 , erfolgen.

6.2.7 Meßparameter

Die folgenden Meßparameter wurden bei der Digitalen Bildanalyse mit ImageTool untersucht und berechnet:

1. Längste Achse (L_1 , *Major Axis Length*)

Die Länge der längsten Linie, die durch das Objekt gezogen werden kann.

2. Kürzeste Achse (L_2 , *Minor Axis Length*)

Die Länge der längsten Achse, die senkrecht zur längsten Achse (nach 1.) gezogen werden kann.

3. Fläche (A , *Area*)

Die Gesamtfläche des Objektes gemessen in Pixel bzw. in μm^2 .

4. Umfang (*Perimeter*)

Der Umfang des Objektes gemessen in Pixel bzw. μm .

5. Rundungsgrad (*Roundness*)

Berechnet als: $(4 \times \text{Pi} \times \text{Fläche}) / \text{Umfang}^2$

Die Messung liefert Werte zwischen 0 und 1. Je größer der Wert, desto runder ist das gemessene Objekt. Ist der Wert gleich 1, entspricht es einem perfekten Kreis.

6. Ausdehnung (*Elongation*)

Berechnet als das Verhältnis von längster Achse zu kürzester Achse. Das Ergebnis ist ein Wert größer 1. Je größer dieser Wert, desto langgezogener ist das gemessene Objekt.

7. Feret-Durchmesser (*Feret-Diameter*)

Berechnet als: $(4 \times \text{Fläche} \times \text{Pi})^2$. Berechnet den Durchmesser eines Kreises, der die gleiche Fläche wie das Objekt besitzt.

Diese Berechnung wurde nur bei einem Teil der Proben durchgeführt, um eine Korrelation mit den Poreneintrittsradienverteilungen zu testen.

8. Porenklassifikation

Es ist möglich, über eine Attributliste die erzielten Meßergebnisse zu klassifizieren. Für die vorgenommenen Untersuchungen erfolgte eine Klassifizierung nach der Fläche (*Area*) in 9 verschiedene Größenklassen:

1) 0 – 499 μm^2	(~ Radius 0 – 22 μm)
2) 500 – 999 μm^2	(~ Radius 22 – 32 μm)
3) 1.000 – 4.999 μm^2	(~ Radius 32 – 71 μm)
4) 5.000 – 9.999 μm^2	(~ Radius 71 – 100 μm)
5) 10.000 – 49.999 μm^2	(~ Radius 100 – 224 μm)
6) 50.000 – 99.999 μm^2	(~ Radius 224 – 316 μm)
7) 100.000 – 499.999 μm^2	(~ Radius 316 – 707 μm)
8) 500.000 – 999.999 μm^2	(~ Radius 707 – 1000 μm)
9) > 1.000.000 μm^2 (= 1 mm^2)	(~ Radius > 1000 μm)

Diese Parameter lassen sich in Excel importieren und weiter bearbeiten. In Excel wurden die im Folgenden aufgeführten Untersuchungen durchgeführt:

9. Porenindex (*Pore index*)

Der Porenindex wird berechnet aus dem Verhältnis von Fläche zu längster Achse des Objektes. Ein großer Porenindex bedeutet einen großen Anteil an Sekundärporosität innerhalb des untersuchten Dünnschliffes.

10. Porenklassifikation mit Excel-Diagrammen

Die aufgefundenen Poren wurden in Excel unter Verwendung der unter 8. beschriebenen Grenzwerte klassifiziert und in Form von Balkendiagrammen dargestellt. Diese sind auf den Logs beigefügt.

In Abbildung 41 sind an drei unterschiedlichen theoretischen Porenformen die längste (L_1) und kürzeste (L_2) gemessene Achse eingetragen. Die Ergebnisse der Messungen sind in Tabelle 8 dargestellt.

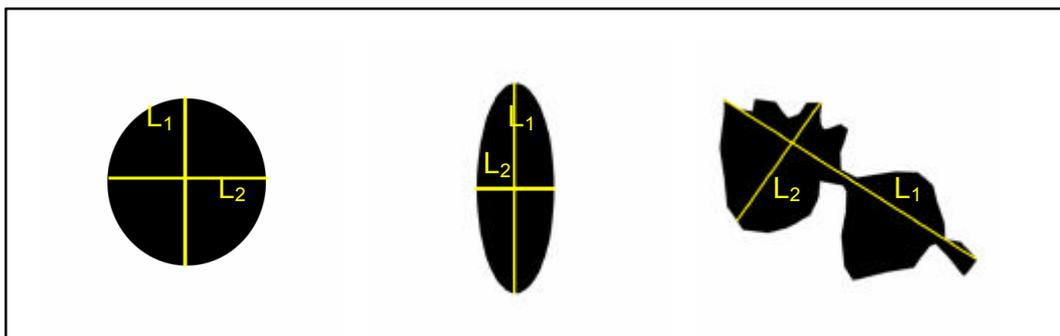


Abb. 41: Unterschiedliche Porenformen mit eingetragener längster (L_1) und kürzester (L_2) Achse.

Form	Fläche A (mm ²)	L ₁ (mm)	L ₂ (mm)	Ausdehnung L1/L2	Rundung (4p A)/U ²	Porenindex A/L ₁
Kreis	570	27	27	1	1	20,5
Ellipse	350	35	13	2,75	0,65	10,2
Schlauch	610	50	24	2,03	0,29	12,3

Tab. 8: Ergebnisse der Bildanalyse an den Porenformen aus Abbildung 41.

6.3 Voruntersuchungen

6.3.1 Anforderungen

Die digitale Bildanalyse stellt hohe Anforderungen an die Qualität der zu untersuchenden Schliffe. Hierbei kommt es vor allem auf die Qualität des verwendeten Harzes an, das keine ungelösten Farbpartikel enthalten darf. Abbildung 42 zeigt als Beispiel hierfür einen gut auswertbaren Dünnschliff (a) im Vergleich zu einem Dünnschliff, an dem eine Auswertung aufgrund nicht gelöster Farbpartikel nicht möglich war (b). Außerdem muß eine gute Eindringung des Harzes in den Porenraum gewährleistet sein. Diese Anforderungen müssen für alle Schliffe gelten, um die Ergebnisse der Untersuchungen miteinander vergleichen zu können. Ein Teil der an der Universität Marburg hergestellten Schliffe konnte nicht untersucht werden und es war notwendig, weitere Schliffe im Labor Zinkernagel herstellen zu lassen.

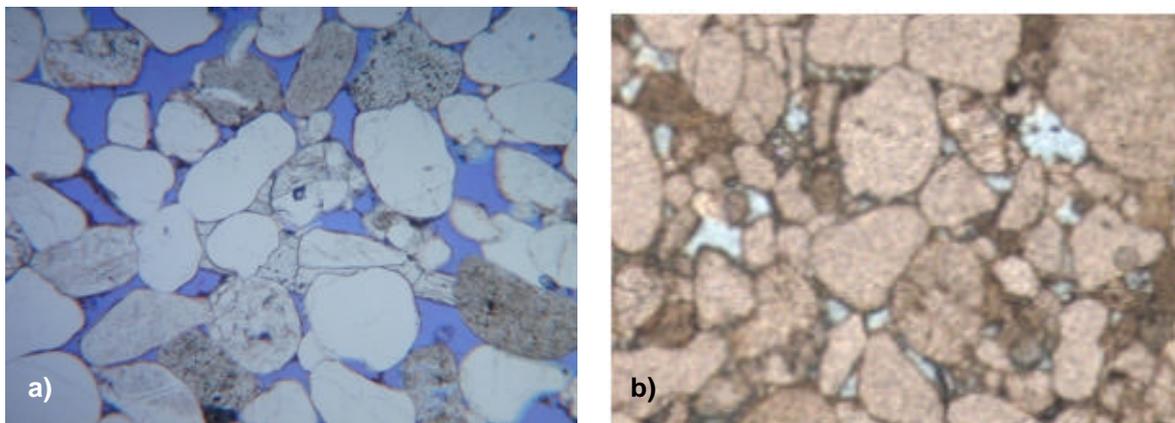


Abb. 42: Vergleich der Schliffqualität: a) Dünnschliff mit sehr homogener Färbung des Harzes; b) nicht auswertbarer Dünnschliff mit nicht gelösten Farbpartikeln im Harz.

Es hat sich außerdem gezeigt, daß die Bildanalyseauswertung möglichst vor einer REM-Untersuchung erfolgen sollte, da sich das Bedampfungsmaterial meist nicht komplett rückstandsfrei entfernen läßt, was ebenfalls zu einer Beeinträchtigung bei der Erfassung des Porenraumes führen kann.

6.3.2 Bildanalyseauswertung an REM- und DS-Bildern

An zwei REM-Aufnahmen und einem Dünnschliffscan der Bohrung 3 (0,40 m) wurde ein Test zum Auflösungsvermögen der digitalen Bildanalyse sowie zur Überprüfung der eingestellten Parameter durchgeführt (Abbildung 43 a)-c)).

Als Grundeinstellung für die Bildanalyse wurde eine Messung des Porenraumes ohne Randporen gewählt, um deren Einfluß auf die Bestimmung des Porenindexes gering zu halten. Bei der Untersuchung von Dünnschliffscans macht sich diese Einstellung nur gering bemerkbar (Abbildung 43, c1) bis c6)). Aufgrund der insgesamt geringeren Fläche in den REM-Aufnahmen, ist hier der Unterschied zwischen den Analysen mit bzw. ohne Randporen deutlich größer. Ebenso können besonders große Poren aufgrund des kleineren Bildausschnittes kaum in den REM-Bildern erfaßt werden.

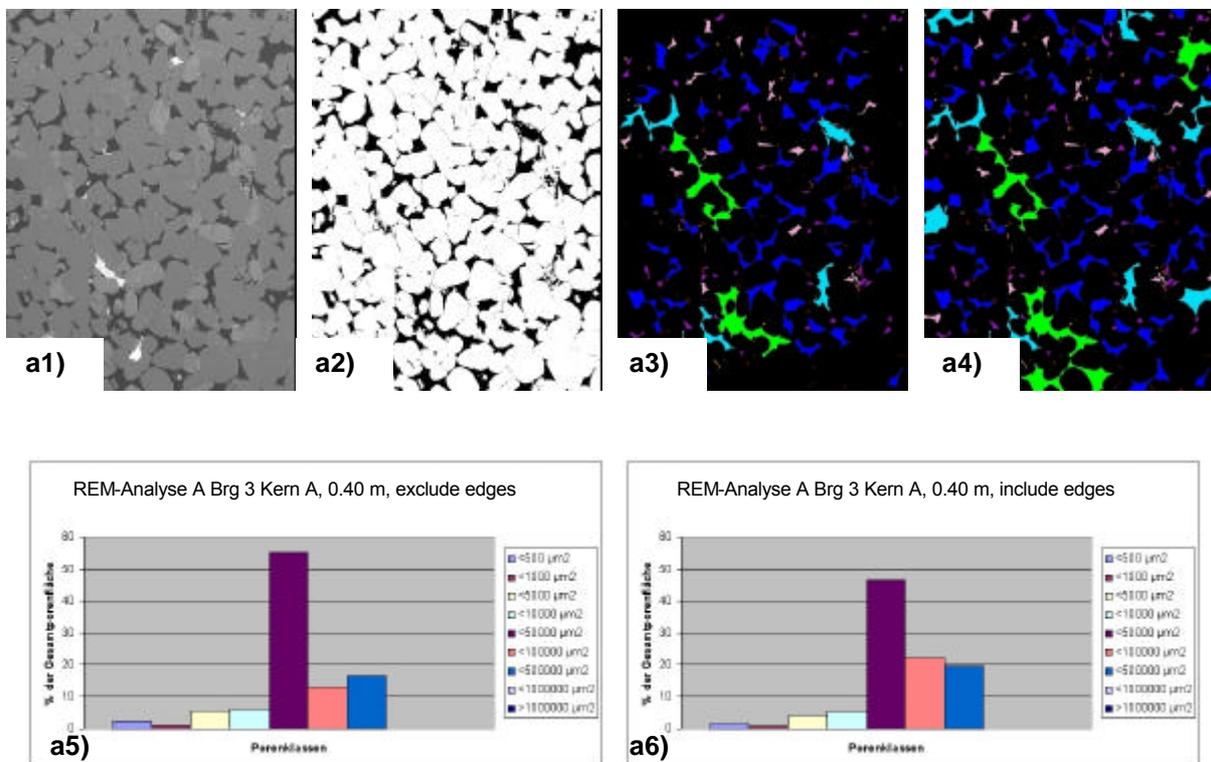


Abb. 43: Porositätsmessung an REM-Aufnahmen und Dünnschliffbild (Bohrung 3; 0,40 m; Plug 020).

a1) REM-Aufnahme A; b1) REM-Aufnahme A_Ue; c1) Dünnschliff-Scan DS3063 II Pol.

a2), b2), c2): binäre Bilder: Porenraum schwarz, Matrix weiß

a3), b3), c3): Verteilung der Porenklassen nach Bildanalyse ohne Randporen

a4), b4), c4): Anteil der Porenklassen an der Gesamtporenfläche ohne Randporen

a5), b5), c5): Verteilung der Porenklassen nach Bildanalyse mit Randporen

a6), b6), c6): Anteil der Porenklassen an der Gesamtporenfläche mit Randporen

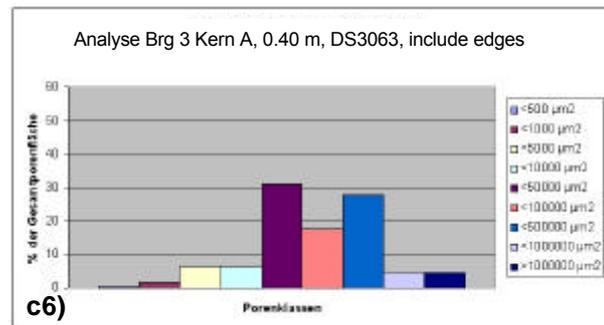
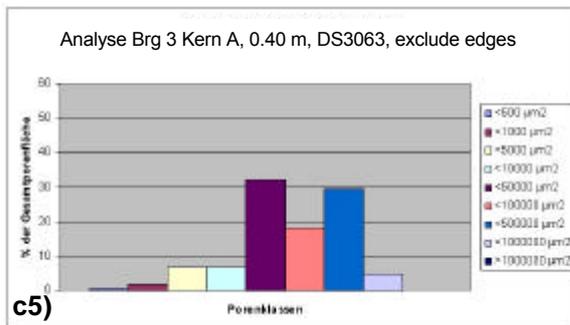
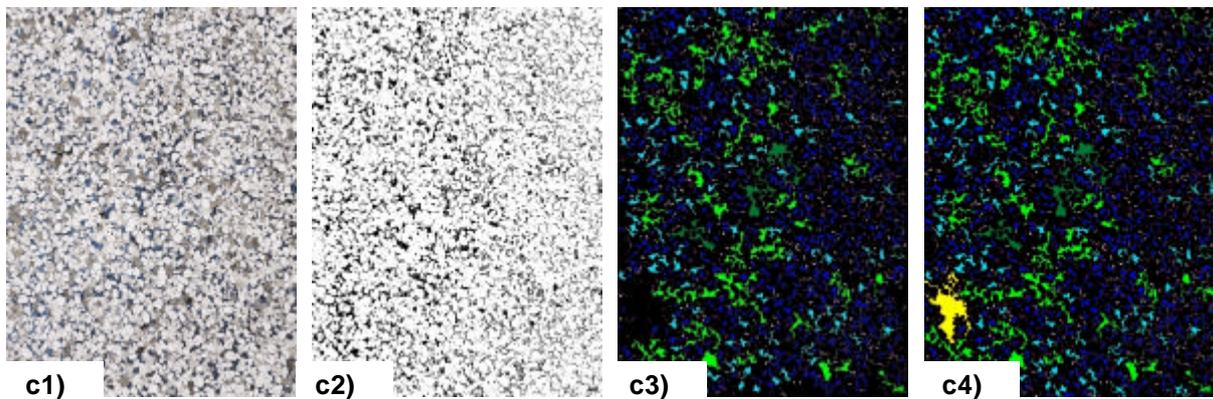
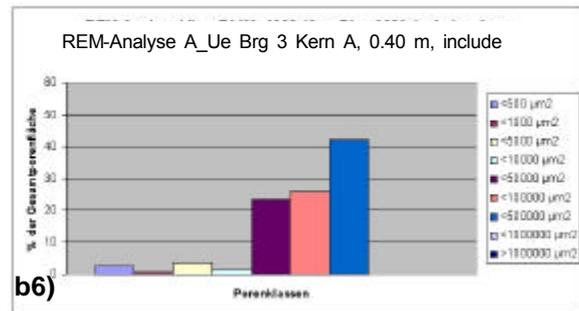
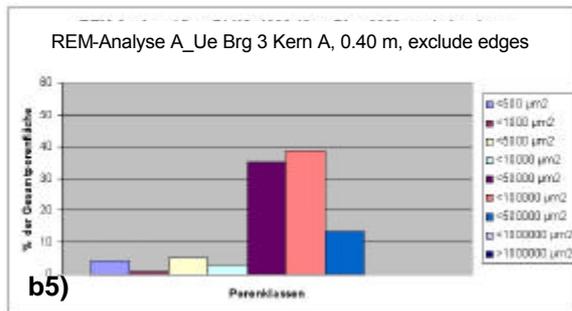
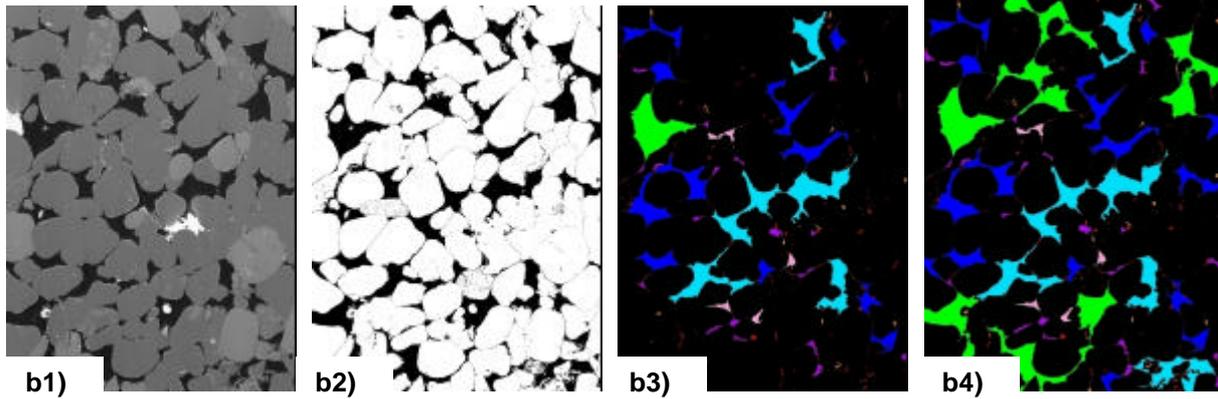


Abb. 43 (Fortsetzung): Porositätsbestimmung an REM-Aufnahmen und Dünnschliffbild (Brg 3 Kern A, 0,40 m; Plug 020).

6.3.3 Auffinden von Makro- und Mikroporosität

Da mit den zuvor beschriebenen Grundeinstellungen der Bildanalysesoftware nur Objekte mit einer Mindestgröße von $441,8 \mu\text{m}^2$ aufgefunden werden, liegen die in der Bildanalyse ermittelten Porositätswerte bis auf wenige Ausnahme unter den durch Plugmessungen ermittelten Porositäten.

Die in dieser Studie ermittelten Porenkörper werden als Makroporosität definiert.

Mikroporen sind also die Porenkörper, deren Fläche kleiner $441,8 \mu\text{m}^2$ ist. Durch Addition der bei Dünnschliffauswertungen (Point-counting) ermittelten Mikroporositätswerte zu den (Makro-) Porositäten nach Bildanalyse läßt sich die Differenz zu den bei Plugmessungen ermittelten Porositätswerten allerdings beträchtlich reduzieren. Allerdings bleibt unklar, wie Mikro- bzw. Makroporosität bei den bisherigen Dünnschliffuntersuchungen definiert wurden. In Tabelle 9 sind die Differenzen zwischen Porosität nach Plugmessungen, Porosität nach Bildanalyse und Mikroporosität nach Dünnschliffuntersuchungen zusammengestellt. Die Addition der Mikroporositätswerte zu den Porositäten nach Bildanalyse ist in Abbildung 44 graphisch dargestellt.

Bohrung & Kern	Ø Porosität Plug (%)	Ø Porosität Bildanalyse (%)	Ø Abweichung Porosität BA & Porosität Plug (%)	Ø Mikroporosität nach bisherigen DS-Analysen (%)
Bohrung 1 Kern A	6,98 (3,5 – 8,9)	3,16 (0,21 – 7,54)	3,82 zu gering	2,9
Bohrung 1 Kern B	7,05 (5,3 – 9,5)	2,58 (0,31 – 7,34)	4,77 zu gering	4,15
Bohrung 2 Kern A	7,65 (2,1 – 12,4)	3,84 (0,07 – 11,62)	3,81 zu gering	1,84
Bohrung 3 Kern A	14,38 (10,7 – 18,1)	13,60 (8,0 – 19,5)	0,78 zu gering	1,4
Bohrung 4 Kern A	12,15 (9,4 – 14,9)	4,31 (0,39 – 9,63)	7,84 zu gering	3,85
Bohrung 4 Kern B	14,67 (10,2 – 17,7)	7,99 (0,81 – 14,4)	6,68 zu gering	4,1
Bohrung 5 Kern A	11,75 (4,3 – 17,1)	6,29 (0,19 – 12,6)	5,46 zu gering	1,48

Tab. 9: Zusammenstellung der durchschnittlichen Differenzen von Porositätswerten nach Plugmessungen und Bildanalyse sowie der nach Dünnschliffanalysen ermittelten Mikroporosität.

Bei den Untersuchungen hat sich gezeigt, daß Dünnschliffe mit der Bildanalyse nur auswertbar sind, wenn die Plugporosität mindestens 3,5 – 4 % beträgt.

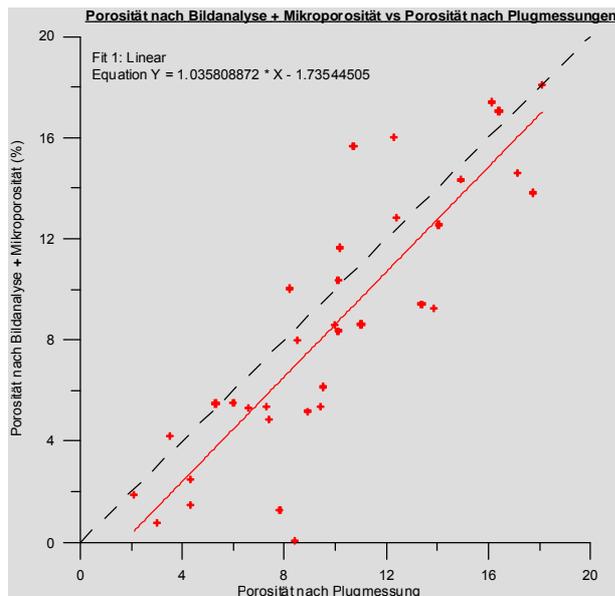


Abb. 44: Vergleich der Porosität nach Plugmessungen mit der Porosität nach Bildanalyse plus Mikroporosität (rote Linie). Zum Vergleich ist das Verhältnis Porosität nach Bildanalyse zu Porosität nach Plugmessungen gleich 1 : 1 dargestellt (gestrichelte Linie).

6.3.4 Ermittlung der Korngröße

Zur Ermittlung der Korngröße an Sandsteinen mit Hilfe der Bildanalyse wurde eine Pilotstudie an mehreren Dünnschliffscans sowie REM-Bildern durchgeführt.

Die Schwierigkeit bei der Ermittlung der Korngröße liegt dabei in der Differenzierbarkeit einzelner Körner für die Bildanalyse. RUSS (1998) verwendet eine *Erosion-Dilation* Methode, um sich berührende Komponenten im Bild zu trennen. Es hat sich aber gezeigt, daß hierbei die Kornform verändert wird. Eine von VAN DEN BERG (2003) entwickelte Vorgehensweise, die automatisch Korngrenzen von zusammenhängenden Komponenten auffinden soll, konnte in dieser Arbeit aus Zeitgründen nicht eingesetzt werden. Mit der vorliegenden Software war es nicht möglich, eine Differenzierung einzelner Körner zu erreichen.

6.3.5 Bestimmung der Minuszementporosität

Im Rahmen der Untersuchungen mit der digitalen Bildanalyse wurde eine Pilotstudie zur Ermittlung der Minuszementporosität (= Intergranularvolumen, IGV) an mehreren Dünnschliffscans durchgeführt.

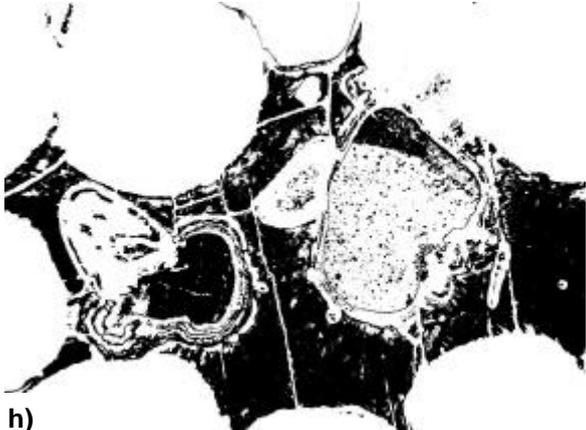
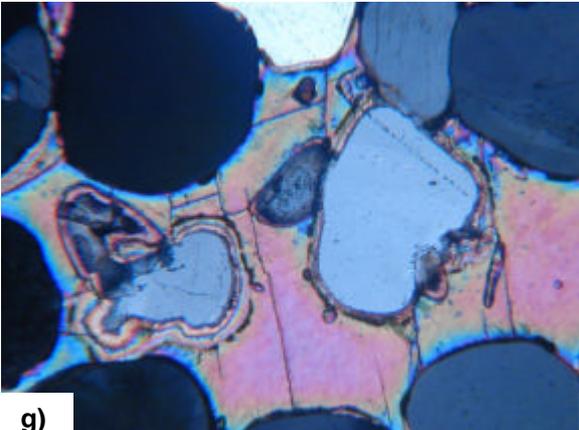
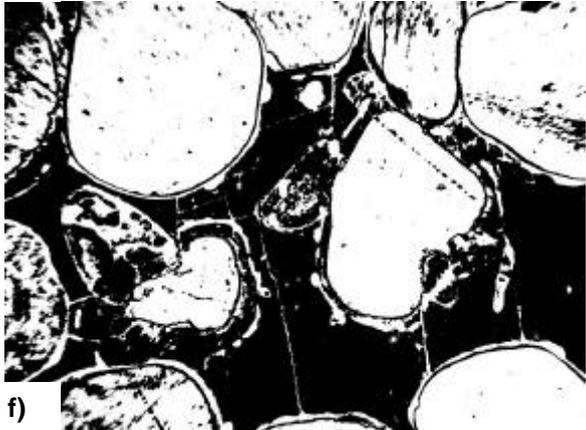
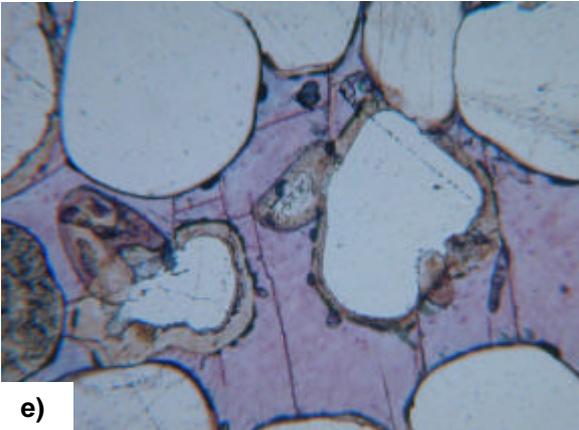
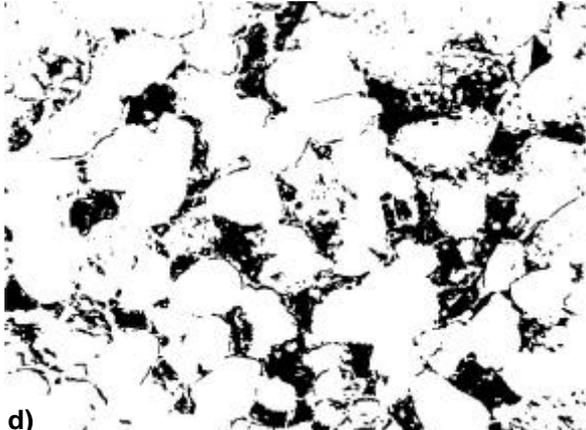
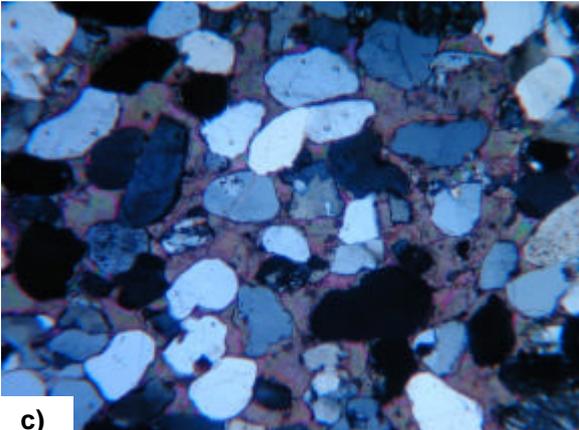
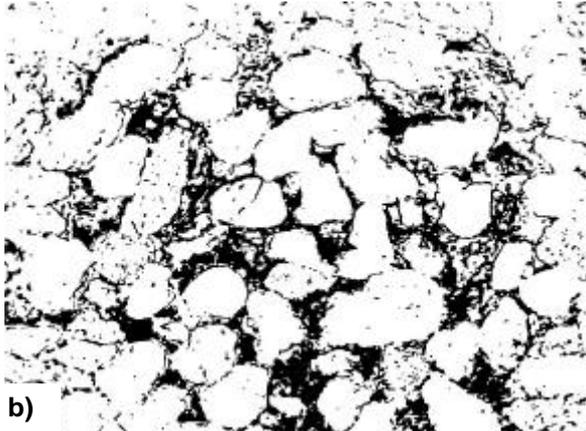
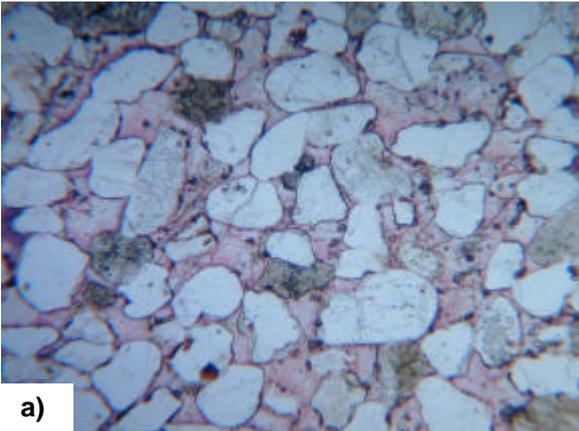
Das primäre Intergranularvolumen in rezenten Dünensedimenten erreicht bis zu 40 % (BEARD & WEYL, 1973). Es ist abhängig von der Sortierung und dem Anteil an Matrix. Eine objektive Bestimmung der Minuszementporosität von Sandsteinen erlaubt eine Abschätzung der Zementation und dem Anteil an Porenraum, der durch mechanische Kompaktion während der Versenkung verloren geht. Eine frühe Zementation findet statt, wenn das Intergranularvolumen noch im Bereich von 40 % liegt; es also noch nicht durch Kompaktion

verringert wurde. Zementation während der späten Diagenese kann daher nur noch ein durch Kompaktion verringertes Volumen ausfüllen.

Abbildung 45 zeigt eine Zusammenstellung der im Rahmen der Pilotstudie zur Ermittlung der Minuszementporosität untersuchten Dünnschliffbilder. Hierfür wurden Dünnschliffe ausgewählt, deren Porenraum vollständig mit Calcit zementiert ist. Während der Untersuchung zeigte sich, daß sich mit der Bildanalyse am Besten Bilder auswerten lassen, die am Polarisationsmikroskop mit parallelen Polarisatoren aufgenommen wurden. Die mit Alizarin eingefärbten Calcitzemente lassen sich mit der Schwellenwertfunktion des Programms oder über einen Farbersatz fassen. Voraussetzung hierfür ist eine sehr gleichmäßige Anfärbung des Zementes (Abbildung 45 a), b) und e), f)).

Die Analyse von Bildern, die unter gekreuzten Polarisatoren aufgenommen wurden, ist schwieriger, da die Auslöschung meist über größere Bereiche nicht homogen ist. Der Calcizement ist dann nicht mit der Bildanalyse zu fassen (Abbildung 45 j)). Bei kleineren Bereichen, die nur aus einem großen poikilotropischen Kristall bestehen, ist eine Analyse eher möglich. Hier zeigten sich reproduzierbare Ergebnisse beim Vergleich der Analysen an Bildern, die unter parallelen sowie gekreuzten Polarisatoren aufgenommen wurden (Abbildung 45 c), d) und g), h)). Bei zu großen Bereichen ist der Calcizement aufgrund seiner Inhomogenität jedoch mit der Bildanalyse nicht zu fassen.

Zusammenfassend läßt sich feststellen, daß die Ermittlung des IGV mit Hilfe der digitalen Bildanalyse möglich ist, aber stark von der Schliffqualität in Bezug auf die Anfärbung (Abbildung 45 i)) sowie vom gewählten Ausschnitt abhängig ist. Zusätzlich kann angemerkt werden, daß eine Software, die nicht auf der Festlegung von Graustufen basiert, bessere Ergebnisse liefern sollte.



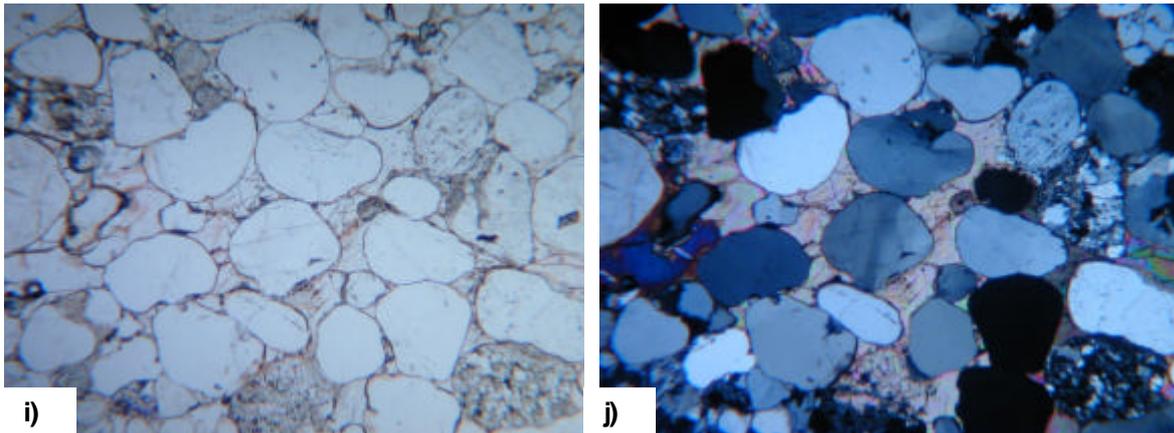


Abb. 45: Ermittlung der Minuszementporosität (=Intergranularvolumen) mittels digitaler Bildanalyse. Untersuchungen an vollständig calcitisch zementierten Dünnschliffen der Bohrung 1 Kern A & B und der Bohrung 5 Kern A. Abbildung a) – h) dokumentieren gute Auswertbarkeit sowohl an mit Alizarin eingefärbten Schliffen unter Durchlicht als auch bei gekreuzten Polarisatoren. Abbildung i) und j) zeigen Beispiele für schlechte Auswertbarkeit sowohl im Durchlicht als auch bei gekreuzten Polarisatoren.

Bohrung 1 Kern 4; 0,37 m

- a) vollständig mit Calcit zementiert, gute Anfärbung durch Alizarin, II Pol.
- b) binäres Bild: Matrix weiß, calcitisch zementierter Porenraum schwarz (20,55 %)
- c) vollständig mit Calcit zementiert, gleichmäßige Auslöschung bei X Pol.
- d) binäres Bild: Matrix weiß, calcitisch zementierter Porenraum schwarz (19,06 %)

Bohrung 5 Kern A; 6,02 m

- e) vollständig mit Calcit zementiert, gute Anfärbung durch Alizarin, II Pol.
- f) binäres Bild: Matrix weiß, calcitisch zementierter Porenraum schwarz (28,75 %)
- g) vollständig mit Calcit zementiert, gleichmäßige Auslöschung bei X Pol.
- h) binäres Bild: Matrix weiß, calcitisch zementierter Porenraum schwarz (29,86 %)

Bohrung 1 Kern A; 5,37 m

- i) vollständig mit Calcit zementiert, schlechte Anfärbung durch Alizarin, II Pol. Keine Auswertung mit digitaler Bildanalyse möglich.
- j) ungleichmäßige Auslöschung des Calcit-Zements bei gekreuzten Polarisatoren. Keine Auswertung mit digitaler Bildanalyse möglich.

6.4 Auswertung der digitalen Bildanalyse

6.4.1 Porosität

Im ersten Schritt der Auswertung wurden alle mit der Bildanalyse ermittelten Porositätswerte mit den am Plug gemessenen Porositäten verglichen und diese Ergebnisse graphisch dargestellt.

Abbildung 46 zeigt den Vergleich zwischen der Porosität nach Bildanalyse mit der Porosität nach Plugmessungen für alle untersuchten Dünnschliffe unterteilt nach Fazies sowie nach Bohrungen. In dieser Abbildung sind die radial und axial entnommenen Plugs zusammen dargestellt. Die gestrichelte Linie (schwarz) stellt das Verhältnis der Porositäten von 1 : 1 dar, das heißt für identische Porositätswerte (Bildanalyse vs. Plugmessung). Abbildung 46 zeigt jedoch deutlich, daß die durch Bildanalyse ermittelten Werte bis auf wenige Ausnahmen unterhalb dieser Linie liegen, das heißt geringere Werte anzeigen. Grund für diese Abweichung der Porosität nach Bildanalyse von den Plugmessungen ist die Nichterfassung der Mikroporosität durch die Bildanalyse.

Die am besten vergleichbaren Resultate ergaben sich bei den Dünnschliffen mit der höchsten Porosität, vor allem Kern A der Bohrung 3. Die durchschnittliche Differenz zwischen Bildanalyse und Plugmessung beträgt nur 0,78 %. Es handelt sich hierbei um Dünensedimente mit einem nur sehr geringen Zementanteil (1 – 6 % Hartzemente nach Dünnschliffauswertung). Die Porosität im Schliff ist auf großflächige Zementlösung und komplette Auflösung einzelner Komponenten zurückzuführen. Es gibt kaum umgewandelte oder teilaufgelöste Vulkanitkomponenten, in denen Mikroporosität auftritt. Die Mikroporosität liegt nach Untersuchungen am Dünnschliff im Durchschnitt nur bei 1,4 %.

Ein Beispiel für eine schlechtere Anpassung der Werte sind die Ergebnisse der Analysen an Kern B der Bohrung 1, bei denen die Porositäten nach Bildanalyse im Durchschnitt 4,77 % geringer sind als die Porositäten nach Plugmessungen. Das Mittel der Mikroporosität beträgt in diesem Fall 4,15 %. Sie findet sich vor allem in teilweise aufgelösten oder umgewandelten Feldspat- oder Vulkanitkomponenten und ist so mit der Bildanalyse nicht mehr faßbar.

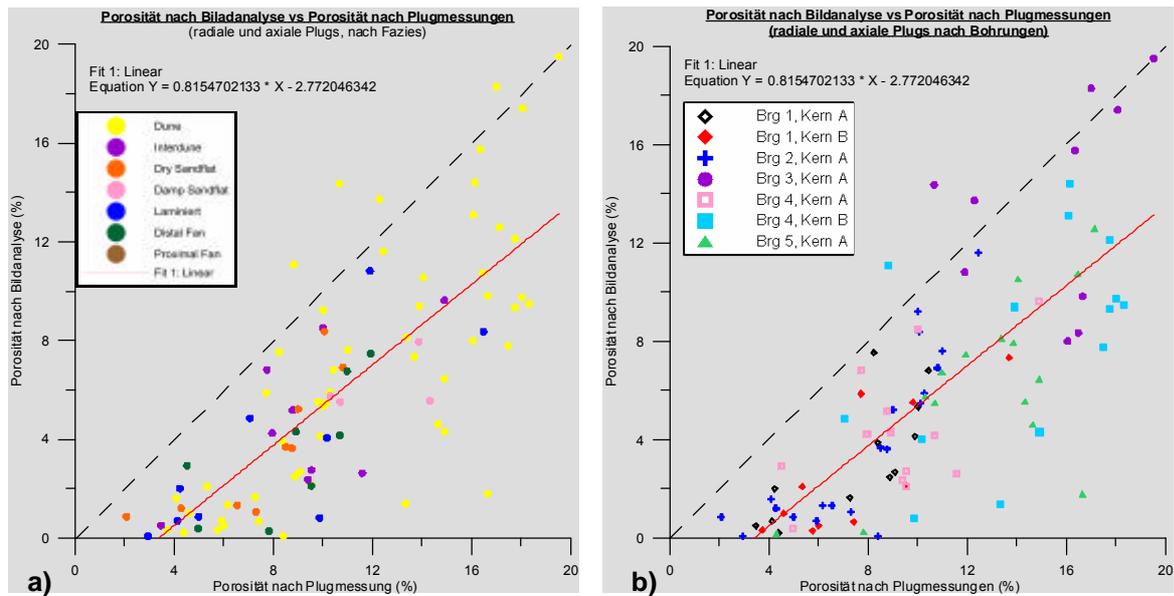


Abb. 46: Vergleich der Porosität nach Bildanalyse mit Porosität nach Plugmessungen für alle radial und axial orientierten Plugs: a) unterteilt nach Fazies, b) unterteilt nach Bohrungen.

In Abbildung 47 sind die Ergebnisse unterteilt für radial und axial entnommene Plugs dargestellt. Anhand der Ausgleichsgeraden ist deutlich zu erkennen, daß die Bildanalyse an Dünnschliffen von axialen Plugs schlechtere Ergebnisse liefert. Dies beruht hauptsächlich auf der primär sedimentären Inhomogenität der untersuchten Sedimente. Die Dünnschliffe aus radial gebohrten Plugs liefern einen besseren Überblick über das Sedimentgefüge wogegen bei axialen Plugs die Wahrscheinlichkeit wesentlich höher ist, eine komplett zementierte bzw. feinkörnige Lage ohne Porenraum darzustellen.

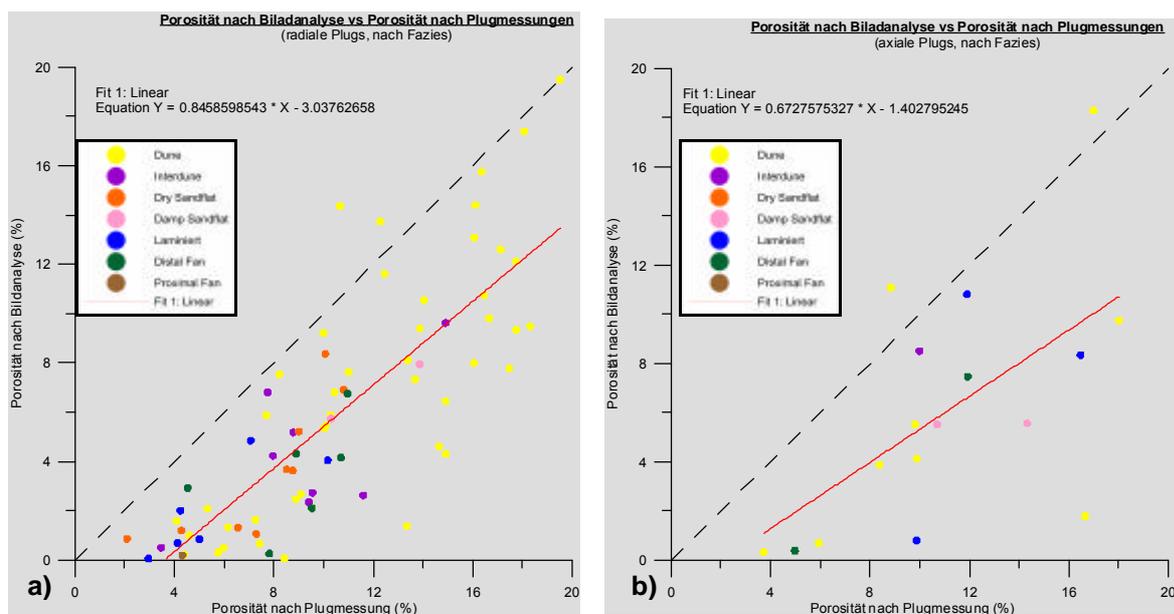


Abb. 47: Vergleich der Porosität nach Bildanalyse mit der Porosität nach Plugmessungen unterteilt nach Fazies: a) radiale Plugs, b) axiale Plugs.

6.4.2 Porosität vs. Porenindex

Der Porenindex berechnet sich nach dem Import der Bildanalysedaten in Excel aus dem Verhältnis von Fläche zu längster Achse des Objektes. Ein großer Porenindex reflektiert einen großen Anteil an Sekundärporosität innerhalb des untersuchten Dünnschliffes. Dies wird deutlich sichtbar in Abbildung 48, wo der Porenindex gegen die durch Bildanalyse ermittelte Porosität aufgetragen wurde. Die höchsten Werte finden sich in den Dünensedimenten der Bohrung 3 Kern A und der Bohrung 4 Kern B, diese weisen die höchsten Permeabilitäten auf. Hervorgerufen wird dies durch die stärkste Zementlösung in diesen Bereichen. Die Dünensedimente besaßen aufgrund der großen Korngröße bereits bei der Sedimentation das höchste Intergranularvolumen, welches durch frühe großflächige Zementation mit Calcit und/oder Anhydrit weitestgehend versiegelt wurde. Durch eine späte Zementlösung wurde ein Großteil dieses ursprünglichen Porenraumes wieder freigelegt.

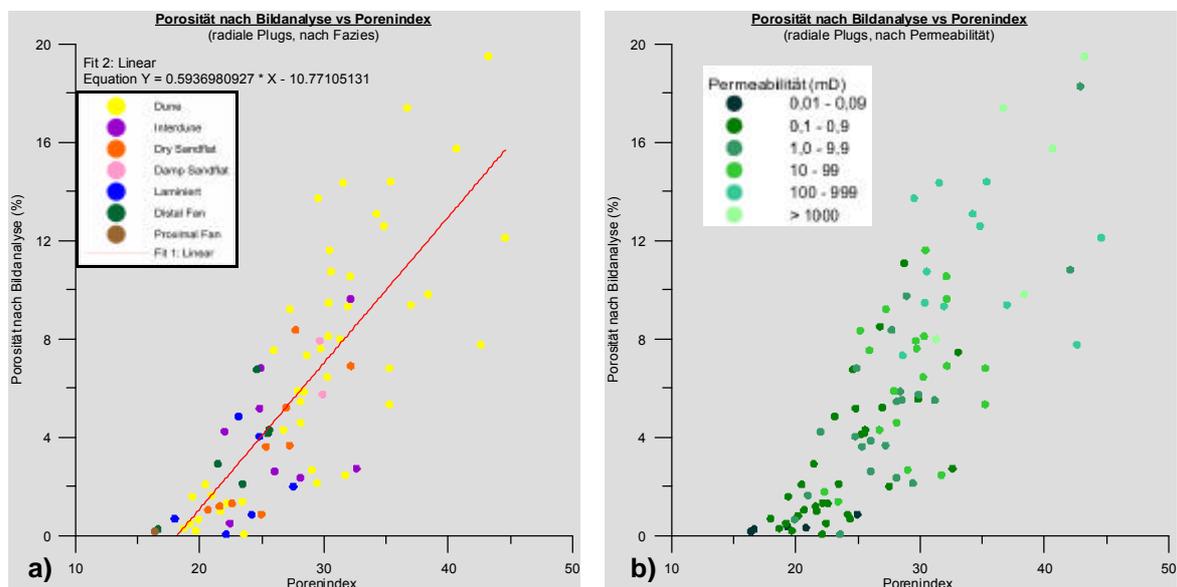


Abb. 48: Porenindex vs. Porosität nach Bildanalyse: a) untergliedert nach Fazies, b) untergliedert nach Permeabilität.

Der Porenindex lässt sich ebenfalls gut mit der durch Plugmessungen ermittelten Porosität in Zusammenhang bringen (Abbildung 49).

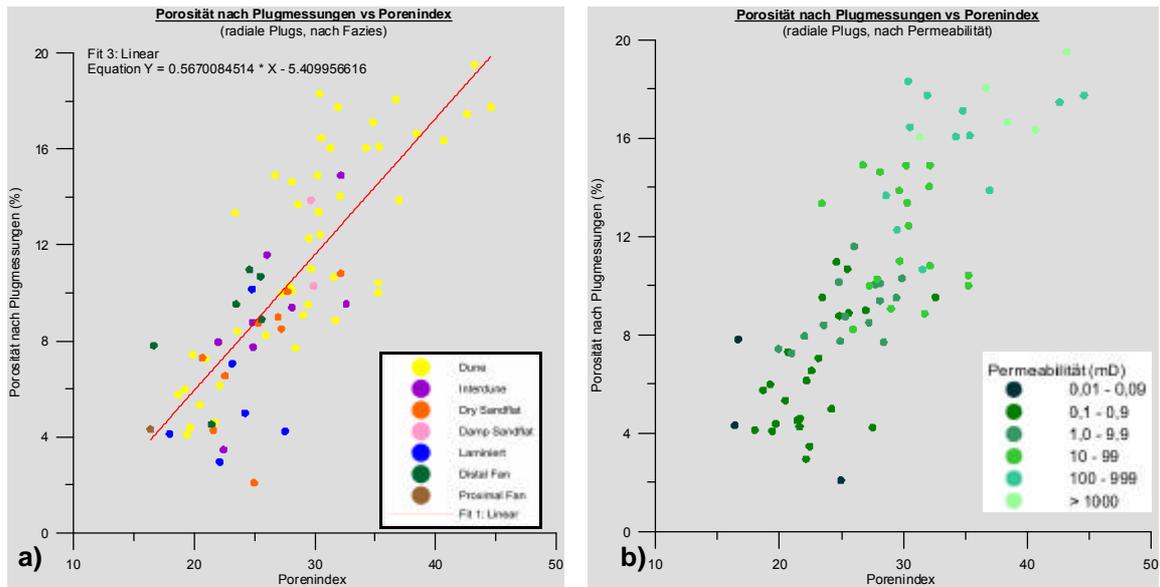


Abb. 49: Porenindex vs. Porosität nach Plugmessungen: a) untergliedert nach Fazies, b) untergliedert nach Permeabilität.

6.4.3 Porosität vs. mittlere Porenfläche

Die Abhängigkeit der Porosität von der Porengröße ist in Abbildung 50 dargestellt. Die mittlere Porenfläche wurde als Mittelwert aller Porenflächen gebildet, die in einem Dünnschliff auftreten. Die größten Poren finden sich in den Dünensedimenten in denen die größte sekundäre Lösung stattfand (Bohrung 3 Kern A und Bohrung 4 Kern B).

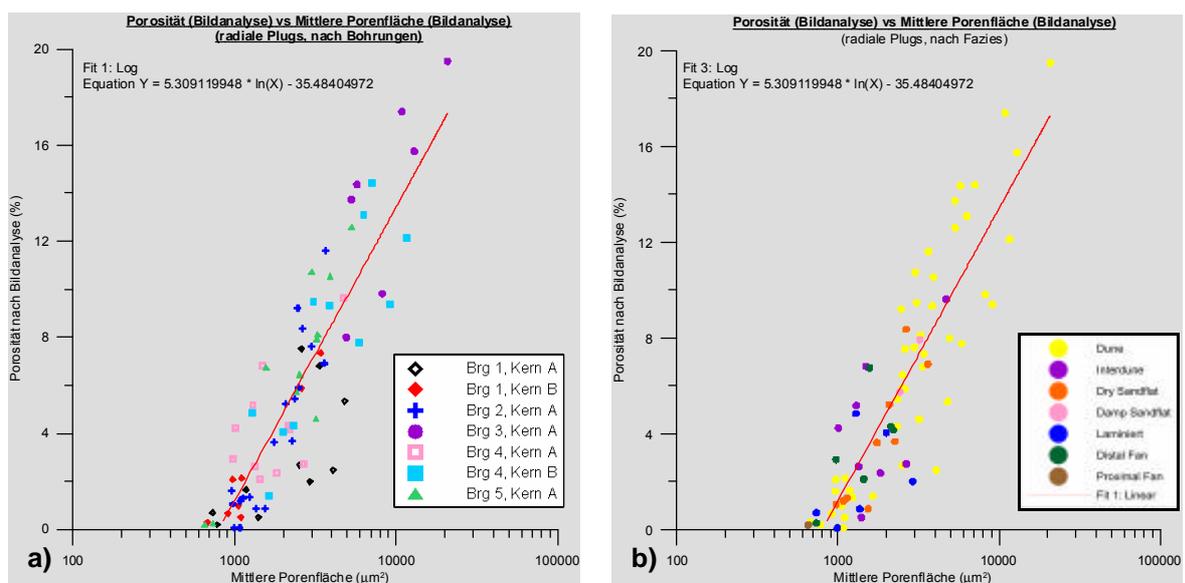


Abb. 50: Porosität nach Bildanalyse vs. Mittlere Porenfläche nach Bildanalyse: a) untergliedert nach Bohrungen, b) untergliedert nach Fazies.

6.4.4 Porenindex vs. mittlere Porenfläche

Die Auswirkungen der sekundären Lösung auf Porenindex und die mittlere Porenfläche sind in Abbildung 51 deutlich sichtbar. Es zeigt sich eine hervorragende Korrelation zwischen beiden parametern, hervorgerufen durch sekundäre Lösungsvorgänge.

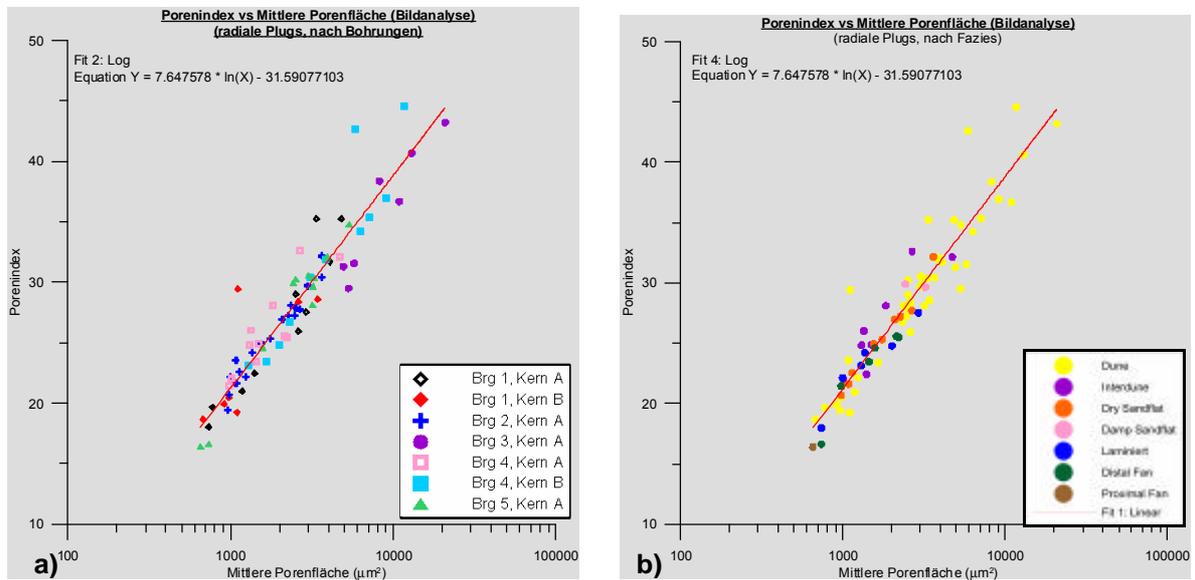


Abb. 51: Porenindex vs. mittlere Porenfläche: a) nach Bohrungen, b) nach Fazies.

6.4.5 Permeabilität vs. Porosität

Im nächsten Schritt wurden die bildanalytisch ermittelten Parameter mit der Permeabilität in Relation gesetzt. So ist in Abbildung 52 die Porosität nach Plugmessungen (a) bzw. nach Bildanalyse (b) gegen die am Plug gemessene Permeabilität aufgetragen. Die Steigungen der Ausgleichsgeraden zeigen einen sehr ähnlichen Trend, so daß die Abschätzung der Permeabilität von der Porosität nach Bildanalyse über einen Umrechnungsfaktor möglich ist.

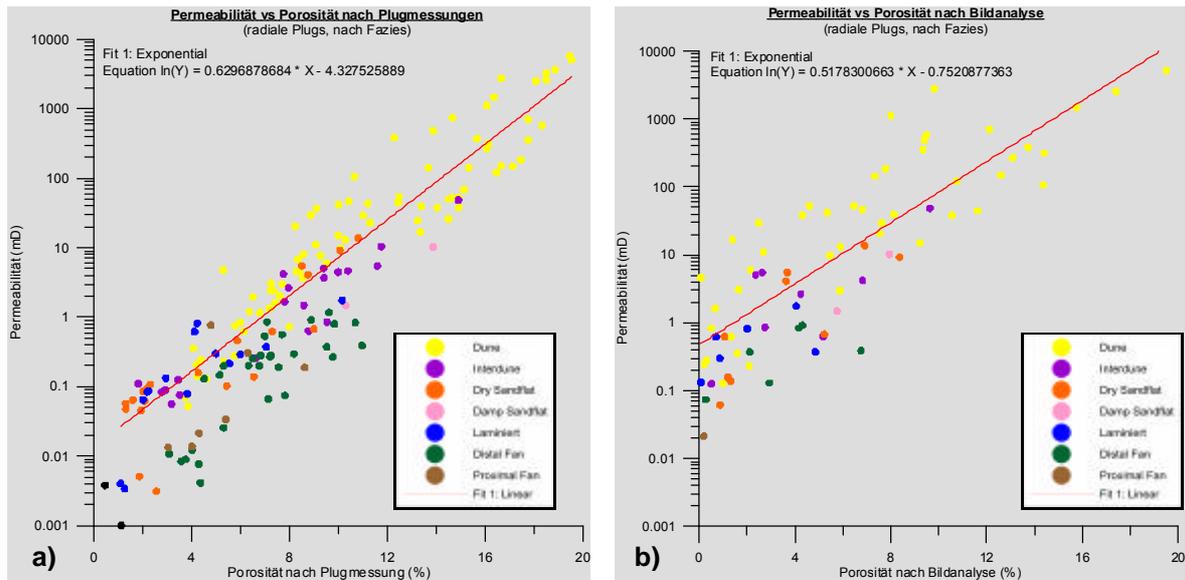


Abb. 52: Vergleich der gesteinsphysikalischen Eigenschaften: a) Porosität nach Plugmessungen, b) Porosität nach Bildanalyse.

Aus Abbildung 52 (b) wird außerdem deutlich, daß die Grenze der effektiven Permeabilität, angenommen mit 0,1 – 1 mD, bei einer Porosität nach Bildanalyse von etwa 0 % liegt. Diese Grenze der effektiven Permeabilität findet sich bei Messungen am Plug (Abbildung 52 a)) bei einer Porosität von etwas 4 %. Daraus folgt, die Plugporosität muß mindestens 4 % betragen, damit eine effektive Permeabilität auftreten kann. Dies entspricht der Mindestporosität zur Anwendung der Bildanalyse.

6.4.6 Permeabilität vs. Porenindex

Eine gute Abschätzung der Permeabilität ist auch über den berechneten Porenindex möglich (Abbildung 53). Ein hoher Porenindex bedeutet einen hohen Anteil an Sekundärporosität im untersuchten Dünnschliff. Hier zeigt sich die Abhängigkeit der Permeabilität von sekundären Lösungsvorgängen zur Ausbildung von miteinander verbundenen Porenkomplexen.

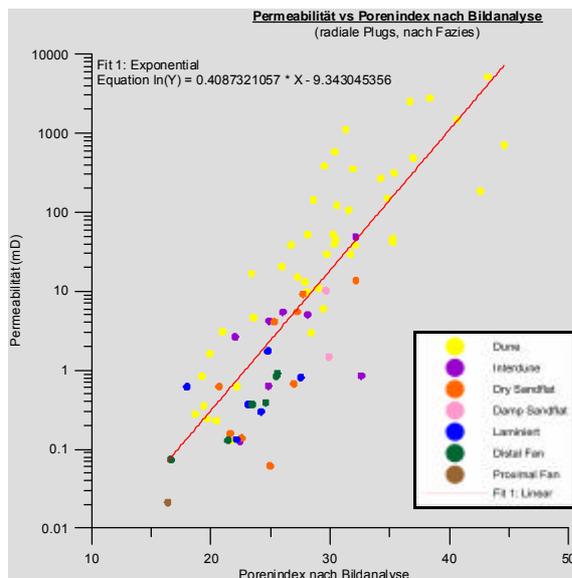


Abb. 53: Permeabilität vs. Porenindex.

6.4.7 Permeabilität vs. Porenfläche

Die Abhängigkeit der Permeabilität von der durch Bildanalyse ermittelten Porenfläche ist in Abbildung 54 dargestellt.

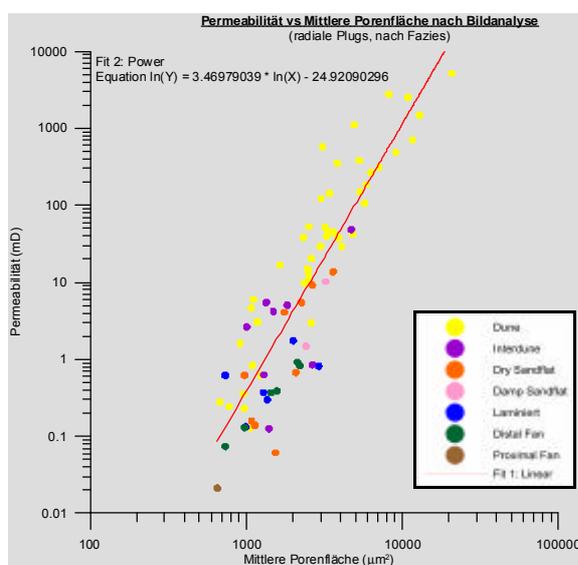


Abb. 54: Permeabilität vs. Porenfläche.

6.4.8 Permeabilität vs. Porenrundung

Die Porenrundung wird von der Software nach folgender Formel berechnet:

$$\frac{(4 * p * \text{Fläche})}{\text{Umfang}^2}$$

Die Messung liefert Werte zwischen 0 und 1. Je größer der Wert, desto runder ist das gemessene Objekt. Ist der Wert gleich 1, entspricht diese einem perfekten Kreis. Abbildung 55 verdeutlicht, daß die höchsten Permeabilitäten bei schlecht gerundeten Poren auftreten. Bei schlecht gerundeten Poren ist die Möglichkeit einer Porenverbindung wesentlich größer. Weitere Untersuchungen haben zusätzlich gezeigt, daß schlecht gerundete Poren auch die größten Porenflächen sowie den höchsten Porenindex besitzen. Dies zusammen deutet auf eine sekundäre Bildung der Poren hin.

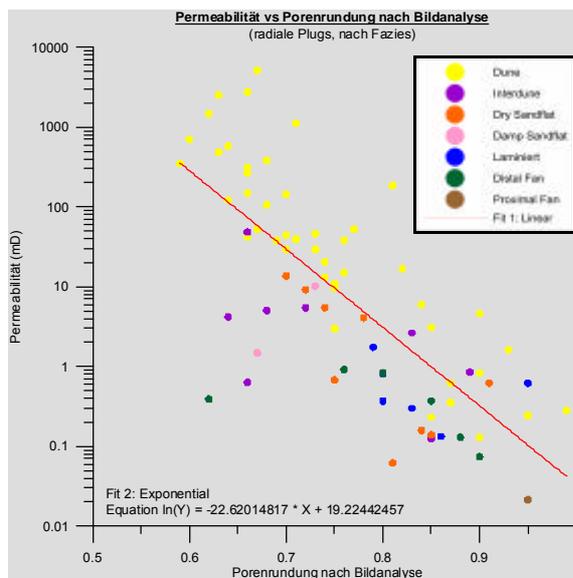


Abb. 55: Permeabilität vs. Porenrundung.

6.4.9 Permeabilität vs. Porenausdehnung

Als nicht ausreichend aussagekräftig hat sich das Ergebnis der Untersuchungen zur berechneten Porenausdehnung erwiesen. Es wird als das Verhältnis von längster Achse zu kürzester Achse berechnet. Das Ergebnis ist ein Wert größer 1. Je größer dieser Wert, desto langgezogener ist das gemessene Objekt. Eine Korrelation zur Permeabilität ist jedoch nicht möglich (Abbildung 56).

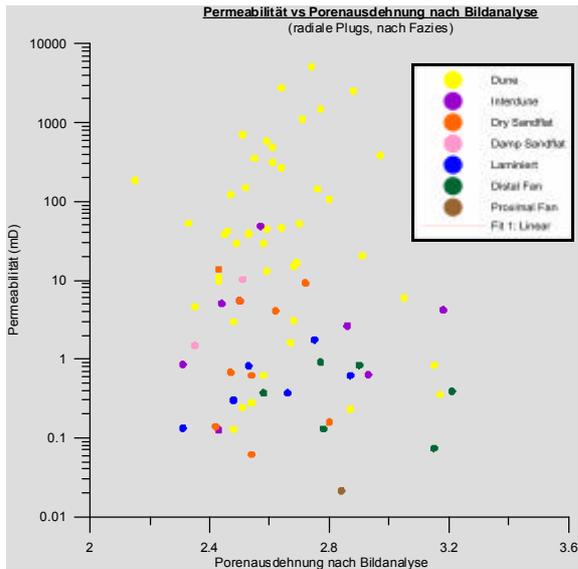


Abb. 56: Permeabilität vs. Porenausdehnung.

6.4.10 Porenklassifizierung

Die Ergebnisse der in ImageTool durchgeführten Porenklassifikation wurden aufgrund der Darstellbarkeit nicht in die Logs aufgenommen. Die Porenklassifikation zeigt die Häufigkeit und räumliche Verteilung der Porenklassen im Dünnschliffbild. An dieser Stelle soll nur ein Beispiel für diese Art der Darstellung gegeben werden. In Abbildung 57 ist der Dünnschliffscan der Bohrung 3 Kern A, DS4421, Kernbereich 0,13 m und das dazugehörige Klassifikationsbild dargestellt.

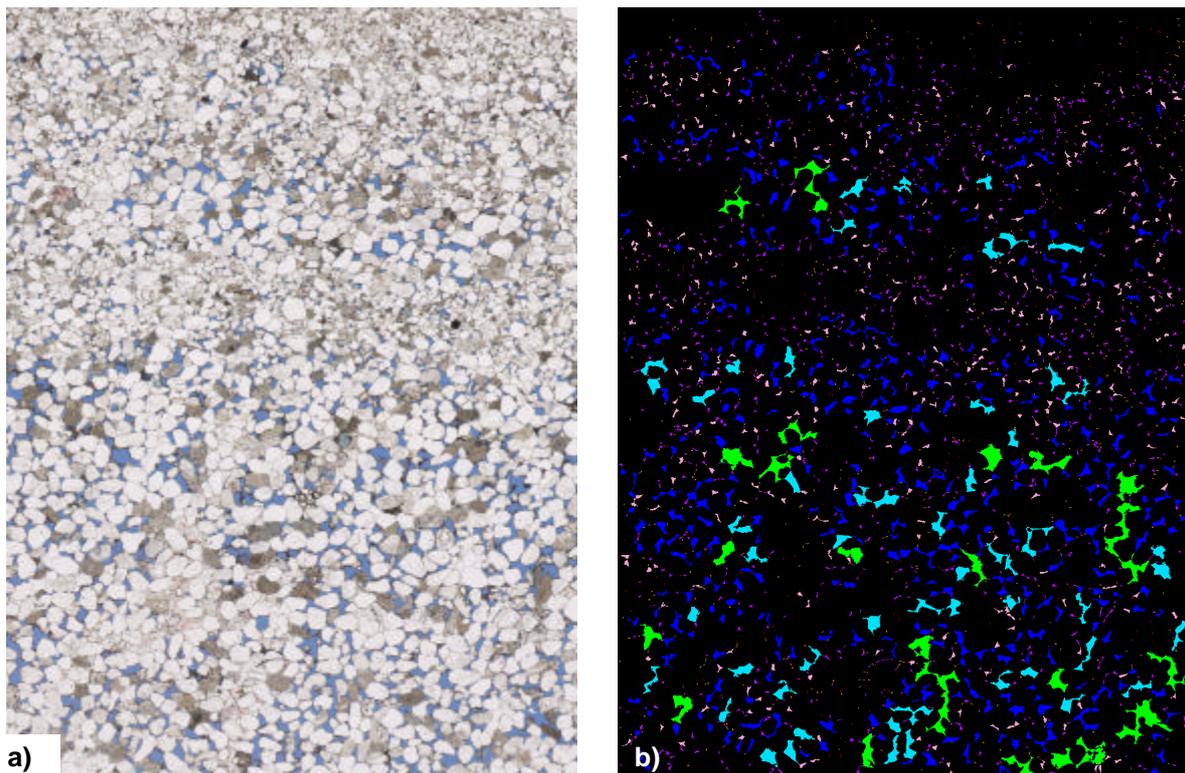


Abb. 57: Bohrung 3 Kern A, DS4421, 0,13m: a) Dünnschliffscan, b) Darstellung der Porenklassifizierung (Bildgröße jeweils 17,2 x 12,6 mm).

Die aus der Porenklassifikation in Excel resultierenden Balkendiagramme sind auf den Logs beigefügt, und erlauben eine gute Abschätzung der auftretenden Porenklassen sowie die Veränderung zwischen den einzelnen Schliffen. Abbildung 58 zeigt ein Beispiel für diese Klassifizierung. Dargestellt ist die Verteilung der Porenklassen mit dem prozentualen Anteil an der Gesamtporenfläche.

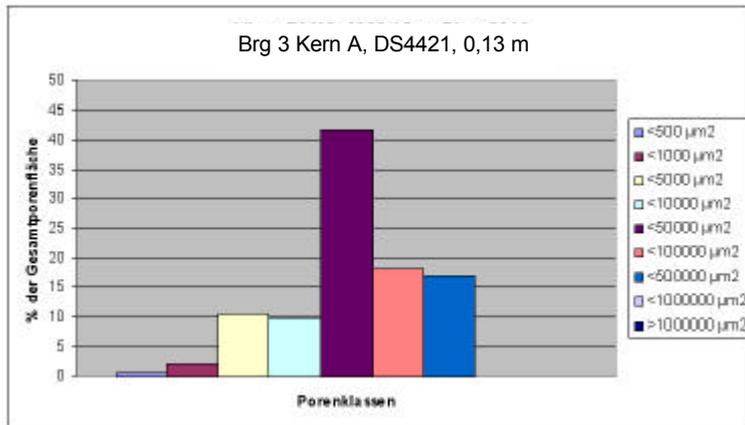


Abb. 58: Balkendiagramm zur Porenklassifizierung für Brg 3 Kern A, DS4421, 0,13 m.

In Abbildung 59 a) – b) sind Spannbreiten und Mittelwerte der am Plug gemessenen Parameter (Permeabilität & Porosität) getrennt nach Fazies dargestellt. In Abbildung 59 c) – f) sind Spannbreiten und Mittelwerte von den bildanalytisch ermittelten Parametern (Porosität, Porenindex, Porenfläche & Porenrundung) getrennt nach Faziesassoziationen abgebildet. Ober- und Unterkante der Balken zeigen Maximal- bzw. Minimalwert an, der Mittelwert wird durch eine Linie innerhalb des Balkens angezeigt. Die Datengrundlage dieser Auswertung ist in Tabelle 10 zusammengestellt.

Datengrundlage	Plugmessung Parameter: Permeabilität Porosität	Bildanalyse Parameter: Porosität Porenindex mittlere Porenfläche Porenrundung
Dune	80	45
Interdune	20	8
Dry Sandflat	20	9
Damp Sandflat	2	2
Laminiert	14	6
Distal Alluvial Fan	30	6
Proximal Alluvial Fan	7	1

Tab. 10: Datengrundlage für den Vergleich von Minimal-, Maximal- und Mittelwerten.

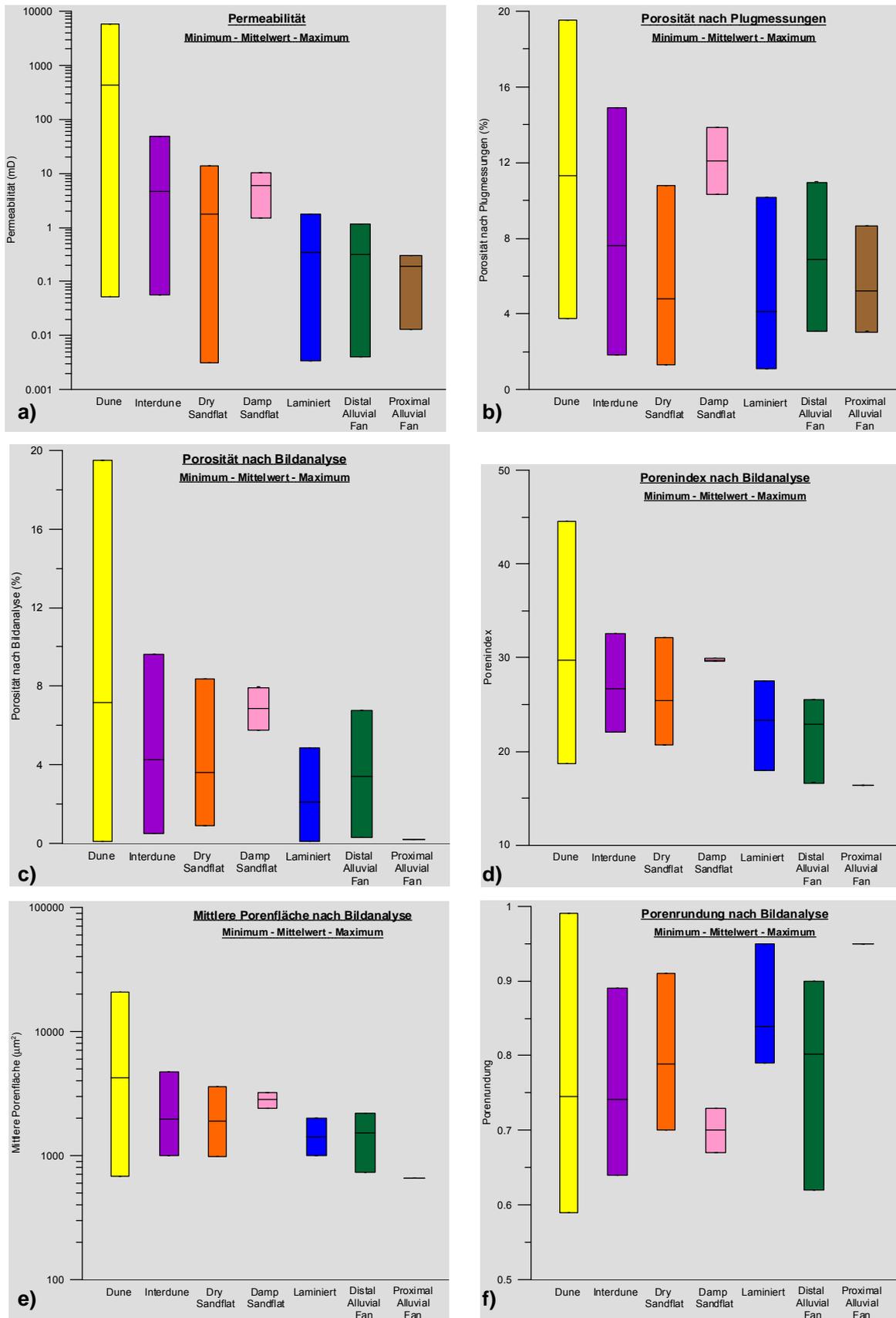


Abb. 59: Darstellung von Minimal-, Mittel- und Maximalwerten verschiedener gesteinsphysikalischer Parameter und Porenparameter unterschieden nach Fazies (zur Erläuterung siehe Text).

Die nach Faziesassoziationen unterteilte Auswertung von Minimal-, Maximal- und Mittelwerten zeigt für die am Plug gemessenen Parameter eine große Variationsbreite der Werte. Eine klare Abtrennung der Faziesassoziationen anhand von Porosität oder Permeabilität ist schwierig.

Die Abtrennung der Porosität nach Bildanalyse ist für Dünensedimente etwas schärfer, da die vor allem in den übrigen Faziesassoziationen auftretende Mikroporosität nicht durch die Software aufgefunden wird.

Die Auswertung zeigt, daß es sich sicher um Dünensedimente handelt, wenn:

- a) die Porosität nach Bildanalyse $> 9 \%$ beträgt,
- b) der Porenindex > 33 ist,
- c) die mittlere Porenfläche $> 4700 \mu\text{m}^2$ ausmacht.

Diese Sandsteine weisen dann eine Permeabilität von mindestens $\sim 50 \text{ mD}$ auf.

6.5 Bildanalyse & Kapillardruckcharakteristika

In Abbildung 28 a) – e) fallen mehrere Kapillardruckdatensätze mit abweichenden, zum Teil mehrgipfeligen Kurvenverläufen auf. Anhand dieser Daten wird ein Zusammenhang zwischen Kapillardruckcharakteristika und bildanalytischer Analyse aufgezeigt. In Abbildung 60 sind die „Ausreißer“ der Bohrung 3 Kern A und Bohrung 4 Kern B zusammengestellt.

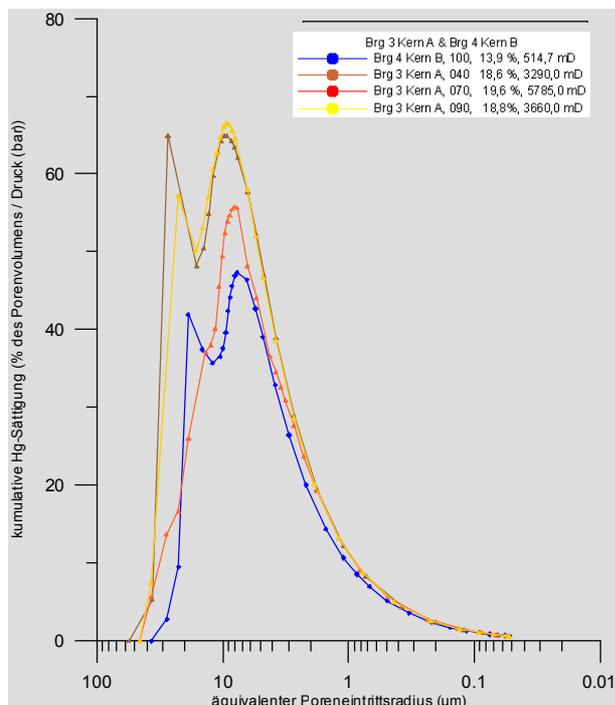


Abb. 60: Hg-Kapillardruck-Charakteristika ausgewählter Proben der Bohrung 3 Kern A & Bohrung 4 Kern B.

Alle Datensätze stammen aus extremen Lösungshorizonten innerhalb der Dünenfazies mit Permeabilitäten zwischen ca. 500 bis 5800 mD. Leider lag von diesen Datensätzen nur der Dünnschliff 3939 der Bohrung 4 Kern B vor, an dem eine bildanalytische Untersuchung durchgeführt werden konnte. In Abbildung 61 ist das untersuchte Dünnschliffbild und die Porenklassifizierung aus ImageTool dargestellt.

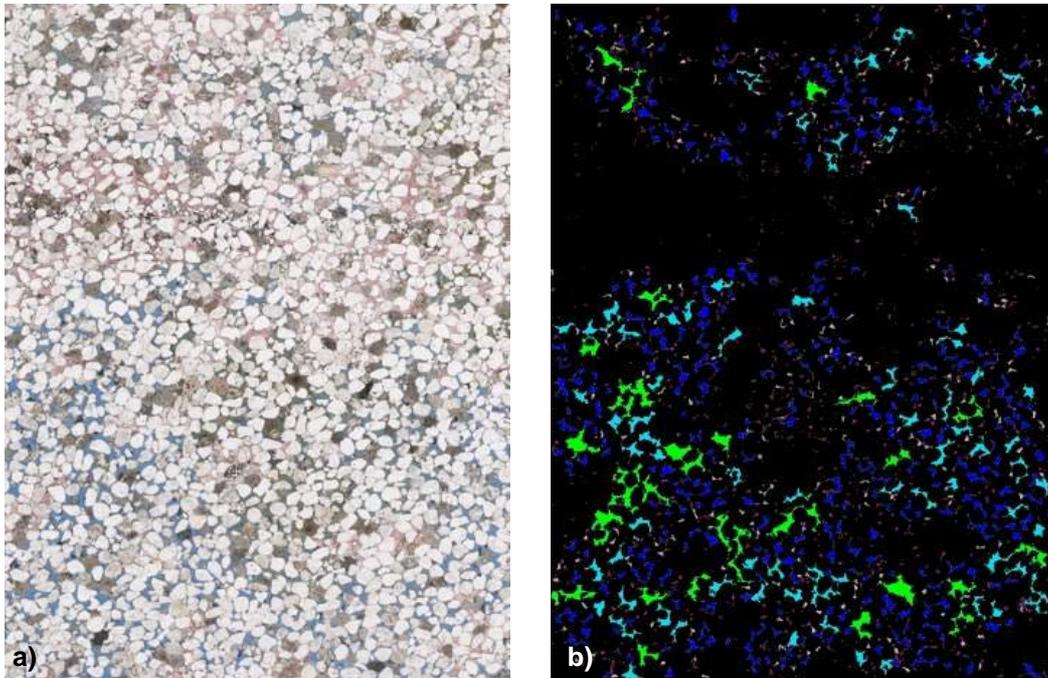


Abb. 61: Bohrung 4 Kern B, 11,80 m, DS3939: a) für Bildanalyse verwendeter Dünnschliffscan, b) Klassifizierung mit Image Tool (Bildgröße jeweils 17,2 x 12,6 mm).

Die statistische Auswertung der bildanalytischen Daten zeigt, daß die Porosität durch eine geringe Anzahl an sehr großen Poren hervorgerufen wird (Abbildung 62). Der Großteil der aufgefundenen Poren besitzt aber Radien von ca. 10 – 20 μm . Hierbei handelt es sich wahrscheinlich um die mit der Kapillardruckkurve ermittelten großen Poreneintrittsradien. Das heißt, für diese Probe ist der direkte Anschluß von Poreneintrittsradien und Porenradien gelungen.

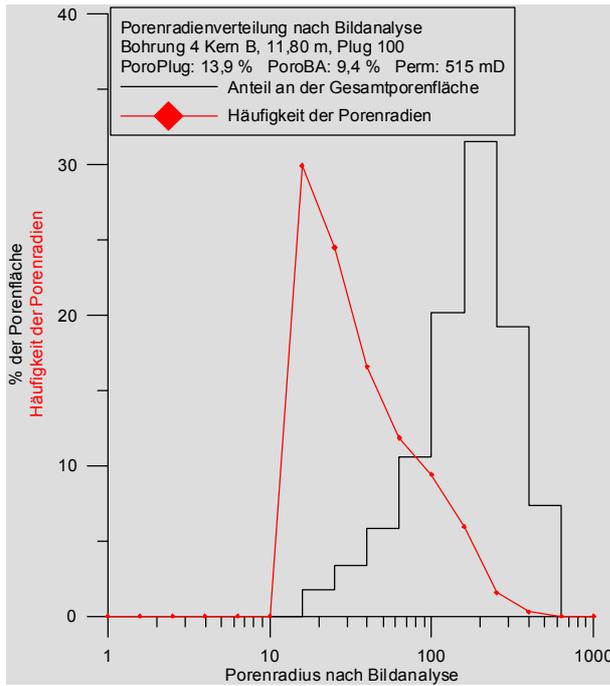


Abb. 62: Porenradienverteilung nach Bildanalyse für Bohrung 4 Kern B, 11,80 m, DS3939.

Der in Kapitel 3.5.2 berechnete Anstieg der Poreneintrittsradienverteilungen (PERV) der Bohrung 1 Kern A wird mit den bildanalytisch ermittelten mittleren Porenradien in Verbindung gesetzt (Abbildung 63). Es sind nur vier Werte vorhanden, von denen sowohl der PERV-Anstieg als auch die mittlere Porenfläche berechnet werden konnten.

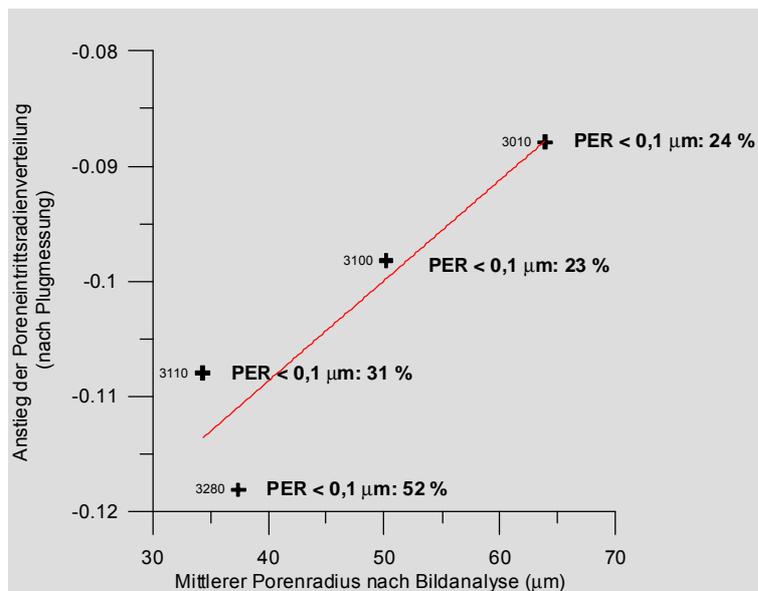


Abb. 63: Gute Korrelation zw. PERV-Anstieg und mittlerer Porenfläche nach Bildanalyse (Bohrung 1 Kern A).

Insgesamt läßt sich feststellen, daß die beobachteten Strukturen und die damit verbundenen Porositätsreduktionen den von FISHER & KNIPE (1998) und EDWARDS ET AL. (1993) beschriebenen kataklastischen Störungs- und Kluffbahnen in Sandsteinen ähneln.

6.7 Ausblick auf mögliche Untersuchungen

Die hier vorgenommenen Analysen haben wichtige Einblicke zur Problematik der Anwendung und Auswertung der Bildanalyse geliefert.

Um die aufgetretene Problematik zur Nichtauflösung der Mikroporosität einzugrenzen, aber trotzdem nicht auf hohe Auflösung zu verzichten, eignet sich das automatische Zusammensetzen von Einzelbildern zu einem Bildmosaik, das eine größere Fläche beinhaltet. Als beste Alternative zu dem hier vorgenommenen Einscannen der Dünnschliffe kann sicherlich die Untersuchung am Environmental Scanning Electron Microscope (ESEM) betrachtet werden, da hierbei die Dünnschliffe nicht zur Untersuchung mit Graphit oder Gold bedampft werden müssen. So kann in einem ersten Schritt die Makroporosität untersucht werden und in einem zweiten Schritt die Mikroporosität für denselben Ausschnitt (ANSELMETTI ET AL., 1998).

Zusätzlich können über den Open-Close-Filter Untersuchungen zur inneren Oberflächenrauigkeit der Poren durchgeführt werden. Aus bisher durchgeführten Untersuchungen und Ergebnissen aus der Literatur (EHRlich ET AL., 1984; EHRlich ET AL., 1991; MCCREESH ET AL., 1991) deutet sich an, daß hierüber Aussagen über das Fließverhalten von Gasen im Porenraum und damit über die Permeabilität gewonnen werden können.

Eine Bestimmung der Korngröße mit Hilfe der Bildanalyse wurde angestrebt, konnte aber im Rahmen dieser Studie nicht realisiert werden. Hauptgrund hierfür ist das Fehlen von Filterfunktionen, um aneinandergrenzende Komponenten voneinander zu trennen.

Aussichtsreich sind auch die Untersuchungen von COOPER ET AL. (2000), die bildanalytische Analysen in Verbindung mit REM-Aufnahmen und Kathodolumineszenz zur Quantifizierung von detritischen und authigenen Komponenten eingesetzt haben.

7 Permeabilitätsbarrieren

7.1 Vorbemerkungen

Hervorgehend aus den Untersuchungen in dieser Arbeit lassen sich drei Arten von Permeabilitätsbarrieren unterscheiden. Diese sind durch unterschiedliche Mechanismen primär angelegt. Hierbei handelt es sich um die folgenden Phänomene:

1. **Pin-stripe Lamination & Diagenetische Bänderung (*diagenetic banding*),**
2. **Permeabilitätsbarrieren durch subaerische Akkumulation von Feinmaterial,**
3. **Permeabilitätsbarrieren mit fluvialer & alluvialer Beeinflussung.**

Diese Phänomene werden im Folgenden beschrieben. Dabei wird besonderer Wert auf die mögliche Entstehung sowie die Auswirkungen auf Fluid-Migration und Diagenese in den unterschiedlichen Dünenkörpern gelegt. Zusammenfassend wird für die Entstehung der Permeabilitätsbarrieren eine primäre Anlage schon während der Sedimentation angenommen

7.2 Pin-stripe Lamination & Diagenetische Bänderung

Die untersuchten äolischen Sedimente weisen einen engständigen Wechsel von fein- und grobkörnigen Lagen auf. Diese *pin-stripe* Lamination wird durch zwei unterschiedliche sedimentäre Prozesse hervorgerufen. Die feinkörnigen Laminae sind aus grain-fall Lagen aufgebaut, d.h. das Feinmaterial ist während schwach windbewegter Phasen sedimentiert worden. Dazwischen eingeschaltet sind durch grain-flow bewegte Körner, also eine Umlagerung durch Sandfließen bereits sedimentierter grain-fall Ablagerungen.

In Abbildung 65 ist ein Beispiel für diese Art der Lamination aus Bohrung 1 Kern A dargestellt. Abbildung 66 zeigt ein Aufschlußanalog in Sandsteinen aus der Trias von Süd-England für den Wechsel zwischen fein- und gröberkörnigen Lagen. Hierbei handelt es sich aber eher um Interdune beziehungsweise Dry Sandflat Sedimente.

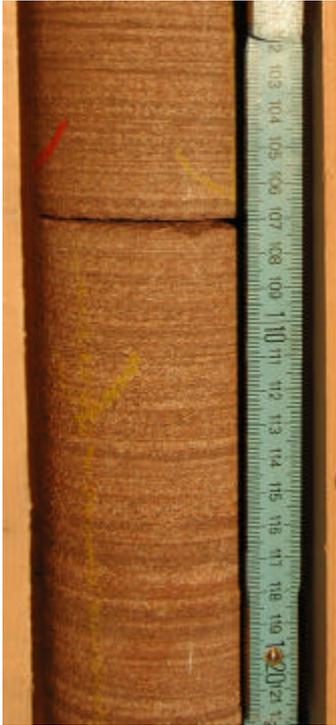


Abb. 65: Pin-stripe Lamination am Bohrkern (Brg 1Kern B).



Abb. 66: Pin-stripe Lamination im Aufschluß. (Trias, Süd-England).

HUNTER & RICHARDS (1987) konnten an rezenten Küstendünen in Oregon (USA) eine Lamination beobachten, die durch Tag und Nacht Zyklen unterschiedlicher Windgeschwindigkeiten entsteht. Solch ein Sedimentationsvorgang kann auch für die Lamination der untersuchten äolischen Sandsteine verantwortlich sein.

Die Pin-stripe Lamination ist ursprünglich nur untergeordnet eine Permeabilitätsbarriere, führt aber durch ihr sedimentäres Gefüge zu gerichteter Diagenese und damit später zu gerichtetem Fluid- und Gasfluß (ANDREWS & HIGGINS, 1984). Durch die Bildung von diagenetischen Bändern (*diagenetic banding*) kann sich dann eine Barriere senkrecht zur Fließrichtung ausbilden.

In den feinkörnigen Lagen steigen Grundwasser oder Wässer der frühesten Versenkungsdiagenese aufgrund der wesentlich höheren Kapillarkräfte am schnellsten auf. In Zusammenhang mit den Kapillarwässern entstehen die ersten diagenetischen Umwandlungen und Reaktionen in diesen Lagen, wie zum Beispiel die Umwandlung von Tonen. Durch die geringere Korngröße ist der primäre Porenraum in den feinkörnigen Lagen kleiner und wird somit schneller durch Zemente gefüllt. Die feinkörnigen Lagen werden dadurch in einem sehr frühen Stadium impermeabel, so daß weiterer Fluidfluß hauptsächlich schichtparallel in den mittelkörnigen Lagen auftreten kann. Während der mittleren und späten Diagenese kommt es zu weiteren Tonmineralumwandlungen, der Bildung authigener

Tonminerale und Quarzlösung. Die Quarzlösung wird besonders durch das Vorhandensein von Tonen und Glimmern getriggert. Dies führt in den untersuchten Sedimenten bis zur Ausbildung von dünnen Stylolithbahnen. Diese Lagen sind nach den Ergebnissen der Kern- und Dünnschliffuntersuchungen stark bis sehr stark kompaktiert und vor allem mit Quarz und einer sehr feinkörnigen Tonmatrix zementiert.

Die Diagenese in den größeren Lagen kann durch die Ausbildung der Permeabilitätsbarrieren in den feinkörnigen Lagen nur gerichtet auftreten. Dies ist in Dünnschliffen sichtbar, wo vollständig calcitisch zementierte Mittelsandlagen durch Feinsandlagen von hochporösen Mittelsandlagen getrennt werden, in denen Calcit komplett gelöst worden ist.

Der Begriff des *diagenetic banding* bezeichnet also die Lamination von Fein- und Mittelsandlagen, die durch unterschiedliche diagenetische Phänomene überprägt worden sind und eine Permeabilitätsbarriere darstellen (TIGERT & AL-SHAIEB, 1990).

Nach ABDALLA ET AL. (1997) ist die Ausbildung von diagenetischen Bändern vor allem auf die Prozesse der Drucklösung an Korngrenzen, auf die Interaktion von Fluiden in Porenräumen und die Ausfällung von Zementen zurückzuführen. Sie beschreiben das Auftreten dieser Bänder im Simpson Sandstein in Oklahoma (USA), wo sich innerhalb des Reservoirs Bänder mit erhöhtem homoaxialem Quarzzement beobachten lassen, die mit hochporösen Lagen alternieren. Zementierte und poröse Bänder mit einer Dicke im Millimeterbereich wechseln sich innerhalb eines 10 cm mächtigen Abschnittes ab.

Verschiedene Autoren (ORTOLEVA ET AL., 1987; DEWERS & ORTOLEVA, 1993; DEWERS & ORTOLEVA, 1994) haben sich in den letzten Jahren mit diesem Prozeß beschäftigt, um die Entstehung der Bänder zu erklären. Sie sehen dabei ein Zusammenspiel verschiedener Prozesse, wie zum Beispiel Kompaktion während der Versenkung, Tektonik, Lösung und Wiederausfällung.

ADAMS & DART (1998) haben sich mit dem Auffinden von Permeabilitätsbarrieren durch bohrlochgeophysikalische Untersuchungsmethoden beschäftigt und dem Einfluß dieser Barrieren auf einer Kompartimentbildung innerhalb von Reservoirs. Sie beschreiben die negative Auswirkung von Ton- und Feinmaterial-Anreicherungen auf den Fluidfluß, sehen aber Probleme in der eindeutigen Charakterisierung im FMI-Log.

7.3 Permeabilitätsbarrieren durch subaerische Akkumulation von Feinmaterial

Ein weiterer Typ von Permeabilitätsbarriere wird durch die subaerische Akkumulation von Feinmaterial gebildet, welche durch unterschiedliche Prozesse hervorgerufen werden kann. Eine Stabilisierung des Feinmaterials kann beispielsweise durch Feuchtigkeit (Tau oder Regen) auftreten. Abbildung 67 macht die Stabilisierung und Verfestigung von Feinmaterial nach einem Regenguß deutlich. Während die schlechter verfestigten, gröberen Lagen ausgeblasen werden, zeichnen die feinkörnigen Lagen die Schichtung nach. So kann schon geringe Feuchtigkeit das Ausblasen von Feinmaterial verhindern, was normalerweise zur Bildung von Deflationshorizonten führt.



Abb. 67: Top (oberste 50 m) einer ca. 300 m hohen Düne nach Regenfall (Hassi Messaoud, Nord-Algerien). Eindringenes Wasser stabilisiert die Feinsandlagen.

Eine weitere Alternative zur Stabilisierung besteht durch die Bindung von Feinmaterial durch Mikrobenmatten. LI & WANG (2002) beschreiben die Fixierung von äolischen Sanden durch mikrobielle Krusten in der Tengger Wüste (China). Diese Lagen erreichen über einen Beobachtungszeitraum von 44 Jahren Mächtigkeiten von 8 – 59 mm. Durch die Mikrobenmatten werden vor allem Komponenten der Korngröße 0,01 – 0,15 mm gebunden. Diese Korngröße ist auch vorherrschend im in Abbildung 68 dargestellten Abschnitt der Bohrung 1 Kern A. Eine geologische Überlieferung der Matten selbst ist nicht zu erwarten.

Insgesamt kann man auch hier von einer sehr frühen Diagenese und Barrierenbildung ausgehen. Der hohe Anteil an Glimmern und Tonmineralen führt zu starker Quarzlösung.



Abb. 68: Durch subaerische Akkumulation von Feinmaterial hervorgerufene Permeabilitätsbarriere (Bohrung 1 Kern B).

7.4 Fluvial & alluvial entstandene Permeabilitätsbarrieren

Die dritte Art von Permeabilitätsbarrieren wird durch die Einschaltung von alluvialen Schwemmfächern beziehungsweise fluvialen Hochflutereignissen hervorgerufen.

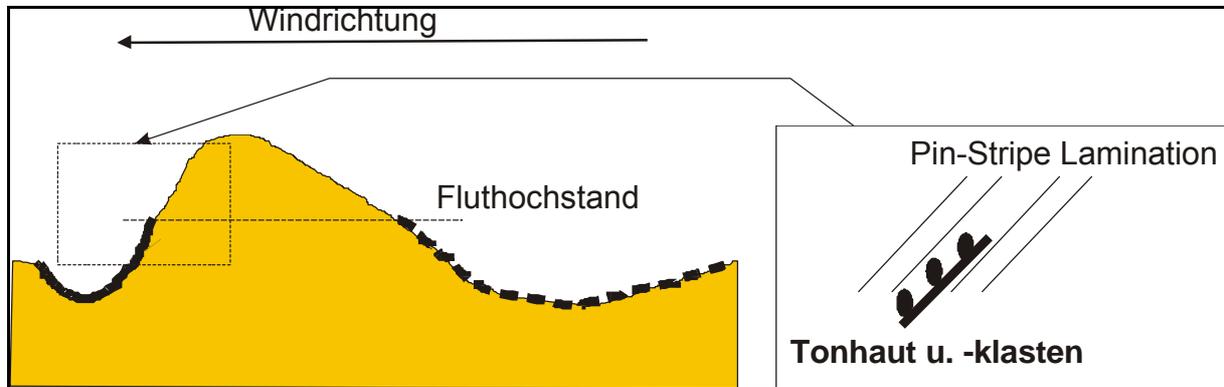


Abb. 69: Abdichtung des Dünenkörpers durch An- und Einlagerung von Tonmaterial (nach STOLLHOFEN & STANISTREET, 2002).

STOLLHOFEN & STANISTREET (2002) beschreiben an rezenten und subrezentem Dünensedimenten der Namib Wüste die Einschaltung von Tonlagen und -klasten zwischen äolische Dünensedimente. Hervorgerufen wird dies durch Hochflutereignisse von ephemeren Flüssen (*ephemeral streams*). Bei extremen Wasserhochständen kann das Wasser in die Interdünen-Bereiche zwischen großen Transversaldünenkomplexen eindringen. Dabei werden 1 – 50 cm dicke Tonlagen auf den Dünenluv- und Leeseiten abgelagert (Abbildung 69). Ein Teil des vom Wasser transportierten Tones wird in die Dünensedimente infiltriert und führt zur schnellen Abdichtung. Dabei kommt es nach STOLLHOFEN & STANISTREET (2002) nicht zur Auflösung des Sedimentgefüges. Das Wasser kann so bis zu mehrere Jahre in den Tümpeln stehen bis es eindampft.

Während der Diagenese führen die infiltrierten Tonminerale auch bei dieser Art der Barrierenbildung zu starker Quarzlösung und damit zu einer Abdichtung gegen aufsteigende Lösungen.

Diese Art von Permeabilitätsbarriere wird für die Bohrung 2 Kern A zwischen 4,3 – 3,4 m angenommen.

7.5 Einfluß auf Reservoireigenschaften

Die in der vorliegenden Arbeit definierten Permeabilitätsbarrieren treten in unterschiedlichen Maßstäben (mikro- bis makroskopisch) auf. Dementsprechend vielfältig sind auch die Auswirkungen auf Diagenese, Fluidfluß und Reservoireigenschaften. Permeabilitätsbarrieren sind in großem Maße verantwortlich für die im Untersuchungsgebiet auftretenden Porositäts- und Permeabilitätsunterschiede.

Zusammenfassend läßt sich feststellen, daß die verschiedenen Permeabilitätsbarrieren den vertikalen Fluidfluß behindern. Dadurch kommt es zur Stauung aufsteigender Lösungen unterhalb der Barrieren, die bei ausreichenden Restmigrationswegen vorhandene Zemente und Komponenten lösen und zur Bildung von schichtparallelen Permeabilitätsbahnen führen. Durch Drucklösungsvorgänge und Wiederausfällung des Zementes vor Ort kommt es zum Einem zu einer Kompartimentbildung innerhalb der Sandsteine. Andererseits hat die Bildung dieser fluidstauenden Horizonte einen positiven Einfluß auf das Reservoirpotential der untersuchten Sedimente. Es ist zu beobachten, daß sich unterhalb dieser Permeabilitätsbarrieren immer Bereiche mit einem hohen Anteil an sekundärer Porosität befinden, die hochpermeabel sind. Dabei kommt es bereichsweise zur Bildung von Permeabilitätsbahnen mit Durchlässigkeiten größer 5000 mD. Hervorgerufen wird dies durch die Lösung früher gefügestabilisierender Zemente, Calcit und/oder Anhydrit, die beim Aufstieg von Lösungen im Vorfeld der Gasmigration in diese Bereiche erfolgt. Die Lösung der gefügestabilisierenden Zemente legt ein wenig kompaktiertes primäres Intergranularvolumen mit guten Porenverbindungen wieder frei.

7.6 Korrelation der Permeabilitätsbarrieren mit FMI-Logs

Ein Ziel der für die RWE Dea AG angefertigten Studie bestand darin, die in Dünnschliffen und am Kern aufgefundenen Permeabilitätsbarrieren in Bezug zum FMI zu setzen.

Das während der Kernaufnahme ermittelte Sedimentgefüge wurde visuell mit den Dip-Logs und FMS-/FMI-Logs verglichen, um die Differenz zwischen Bohrmeistereufe (BMT) und gemessener Tiefe (MD) zu bestimmen. Die relevanten Abschnitte der FMS-/FMI-Logs wurden eingescannt, um sie direkt mit den Ergebnissen der sedimentologischen Kernaufnahme zu korrelieren. Die daraus resultierenden Logs sind in Anlage II zur Übersicht angefügt, sowie im Originalmaßstab als .pdf-Dateien auf der CD vorhanden.

7.6.1 FMS/FMI - Tool

Der Formation Micro Scanner (FMS) besteht aus vier im rechten Winkel zueinander stehenden Elektrodenträgern mit je 16 Elektroden, die gleichzeitig 64 Mikrowiderstandskurven aufzeichnen. Die Daten werden vertikal und lateral alle 0,1 inch (0,254 cm) aufgenommen. Die Meßdaten werden nach erfolgreicher Teufenkorrektur entweder als schwarz-weißes Widerstandsbild oder als farbiges Kontrastbild dargestellt. Dabei wird für die Darstellung folgende Kodierung gewählt: hohe Leitfähigkeit entspricht schwarz bzw. dunklen Farbtönen, niedrige Leitfähigkeit entspricht weiß bzw. hellen Farben. Es lassen sich mit dem FMS strukturelle, sedimentäre und textuelle Informationen sowie Hinweise auf offene oder verheilte Klüfte gewinnen.

Der Formation MicroImager (FMI) ist eine Weiterentwicklung des FMS. Er mißt gleichzeitig 192 Mikrowiderstandskurven auf vier Elektrodenträgern mit je 2 x 24 Elektroden. Daraus resultiert eine deutlich bessere Auflösung.

7.6.2 Korrelation der Permeabilitätsbarrieren mit FMI-Logs

Auf den Logs in Anlage II ist der Bezug zwischen Permeabilitätsbarrieren und dem FMI erkennbar. Die Barrieren sind durch hohe Widerstandswerte (helle Farbtöne) im FMI repräsentiert, da die gutleitende Spülflüssigkeit nicht in diese niedrigpermeablen Bereiche eindringen kann. Aufgrund der hohen Auflösung von sedimentären Strukturen durch das FMI ist es möglich, die Art der Barriere zu ermitteln. Diese Studie liefert die dazu notwendige Korrelation zu den Bohrkernen. Die auf den Logs dargestellten Ergebnisse zu Poreintrittsradienverteilungen und Porenflächenverteilungen ermöglichen die Verbindung zum mikroskopischen Korn- und Porengefüge.

7.7 Barrierenkartierung

Aufgrund der sehr guten Korrelation der Permeabilitätsbarrieren mit den FMI-Daten in den untersuchten Kernbereichen wurde im Anschluß an die Studie eine Barrierenkartierung am FMI durchgeführt.

Im Zeitraum vom 19.5. – 21.05.2003 wurde im Rahmen einer zusätzlichen Studie durch Dipl. Geol. A. Kayser und Dipl. Geol. R. Lingnau überprüft, in wieweit die identifizierten Permeabilitätsbarrieren in charakteristischen Imagetexturen erkennbar und diese Merkmale über den gekernteten Bereich hinaus auf die gesamte Strecke übertragbar sind. Die Arbeiten fanden im Hause der RWE Dea AG in Hamburg statt. Von allen während der Studie untersuchten Bohrungen liegen bei der RWE Dea AG digitale FMI- bzw. FMS-Logs vor. Diese wurden in der Vergangenheit bereits einer intensiven Interpretation in Bezug auf Sedimentation und Paläotransportrichtung unterzogen (Dr. M. Dimke).

7.7.1 Vorgehensweise

Für eine erste qualitative Ansprache wurden Composite-Logs der statischen und dynamischen FMS-/FMI-Images, der am Kern interpretierten Sedimentfazies und Permeabilitätsbarrieren und der im Hause RWE Dea AG vorhandenen petrophysikalischen Auswertung (ELAN) mit der Software GeoFrame™ erstellt.

7.7.2 Charakteristika der Permeabilitätsbarrieren

Für den Typ der feinlaminierten Permeabilitätsbarrieren (Typ 1) beträgt die Feinlamination ca. 2 mm. Die grundsätzliche Auflösung der verwendeten Sonde liegt in der Größenordnung von 0,5-1 cm. Darüber hinausgehende Auflösungen bedingen große Widerstandskontraste (zum Beispiel bei Haarrissen). Eine ausreichende Erkennbarkeit der feinlaminierten Permeabilitätsbarrieren würde also einen hinreichend großen Widerstandskontrast der einzelnen Laminae erfordern. Alternativ müßte die elektrische Leitfähigkeit innerhalb der Permeabilitätsbarriere hinreichend verringert sein, damit diese als +/- einheitlicher Block hohen elektrischen Widerstandes erscheint (weiße Signatur im statischen Image).

Die subaerisch entstandenen Permeabilitätsbarrieren (Typ 2) sind durch eine Feinstlamination mit stark reduzierter Korngröße im Silt- bis Feinsandbereich charakterisiert. Die Porosität und Permeabilität geht durch diagenetische Prozesse verloren. Die zu erwartende Imagesignatur ist ein hochohmiges Band (weiß), dessen Internstruktur aber voraussichtlich analog zum Typ 1 nicht auflösbar ist.

Der Typ der fluviatil/alluvial überprägten Permeabilitätsbarriere (Typ 3) umfaßt verschiedene Typen der interpretierten Sedimentfazies. Die Unterscheidung dieser Sedimentationstypen beruht bei zum Teil gleichen petrophysikalischen Kennzeichen (Logs, ELAN) auf unterschiedlichen textuellen Eigenschaften wie sie am Kern und aus den Images interpretiert werden können. Daher kann keine einheitliche Imagesignatur abgeleitet werden.

7.7.3 Ergebnisse der Untersuchungen

Bohrung 4

Bohrung 4 zeigt im interpretierten Bereich (Kern) Permeabilitätsbarrieren des Typs laminiert und fluviatil/alluvial überprägt. Der Typ 3 tritt bei 15,5 - 17,45 m und 9,7 – 11,5 m auf, Typ 1 bei 13,4 – 13,6 m. Die Barrieren lassen sich in der aus ELAN-Auswertungen erstellten Permeabilitätskurve (KINT) relativ gut nachvollziehen. Die Abgrenzung basierend auf Widerstandsniveaus der statischen Images funktioniert nur für den unteren Bereich der fluviatilen/alluvialen Permeabilitätsbarriere gut. Die obere Zone zeigt keine signifikanten Unterschiede zur umgebenden permeablen Formation. Eine textuelle Unterscheidung der einzelnen Typen untereinander beziehungsweise zur umgebenden permeablen Fazies ist nicht eindeutig. Die Zone mit der Barriere vom Typ 1 läßt sich nicht anhand einer charakteristischen Imagesignatur aushalten.

Bohrung 3

Im gekernten Bereich tritt nur die Permeabilitätsbarriere Typ 1 bei 5,5 - 5,15 m; 4,65 - 4,85 m und 3,55 - 3,7 m auf. Am statischen Image ist kein Unterschied zum umgebenden Widerstandsniveau erkennbar, ebenso wenig textuelle Unterschiede in Bezug auf die Laminationsdichte.

Die relativen Widerstandsmessungen des FMS/FMI lassen sich bei guter Datenqualität mit Hilfe einer Widerstandsmessung (zum Beispiel LLS) kalibrieren, das heißt in echte Widerstandsvariationen umsetzen (BorScale). In diesem Prozeß läßt sich für jedes der vier Pads eine hochauflösende Widerstandskurve (SRES) berechnen.

Die Analyse der SRES-Widerstandskurven ergibt, daß die am Kern ausgehaltenen Permeabilitätsbarrieren keine Erhöhung des spezifischen elektrischen Widerstandes zeigen. Im Gegensatz hierzu befinden sich unter- und oberhalb des gekernten Bereiches hochohmige Zonen, zum Beispiel 4,25 m oder 1,1 m oberhalb von Kern A.

Auch die aufwendige Kalibrierung der Images ermöglicht kein eindeutiges Ausgliedern der am Kern beschriebenen Permeabilitätsbarrieren anhand von Widerstands-cut-off-Werten. Der Grund liegt darin, daß es sich hier nur um relative Barrieren handelt, die zwar eine

deutliche Reduzierung der Permeabilität im Vergleich zum umgebenden Gestein bilden, aber mit Permeabilitäten von etwa 100 mD noch als sehr permeabel angesehen werden können. Eine eindeutige Widerstandssignatur liegt daher nicht vor.

Bohrung 2

Die Bohrung zeigt im gekernten Bereich Permeabilitätsbarrieren vom Typ 1 und Typ 3. Typ 1 tritt im Bereich von 9,25 – 10,00 m auf, Typ 3 bei 6,4 – 7,85 m. Beide Typen unterscheiden sich zwar in den Widerstandswerten, Typ 1 ist wesentlich hochhohmiger, eine intensive Feinlamination ist im Image aber bei beiden Typen sichtbar und eignet sich daher nicht als Unterscheidungskriterium. Die hohen Widerstandswerte der Barriere vom Typ 1 sind auf Karbonatzemente in diesem Abschnitt zurückzuführen, die den Porenraum versiegeln. Die Barriere vom Typ 3 ist zwar an der Basis scharf abgrenzbar, der Übergang am Top aber eher graduell.

Fazit:

Feinlamierte Permeabilitätsbarrieren (Typ 1) weisen eine Feinlamination und Feinschichtung auf, die in der Regel unterhalb des Auflösungsvermögens des FMS/FMI liegt. Erschwerend kommt hinzu, daß die Permeabilitätsbarrieren variabel ausgebildet sind und teilweise nur eine relative Barriere im Vergleich zum Umgebungsgestein darstellen. Daraus ergibt sich eine sehr unterschiedliche Widerstandssignatur, die einen Vergleich zwischen den Bohrungen und z.T. auch innerhalb einer Bohrung nicht zuläßt.

Subaerisch entstandene Permeabilitätsbarrieren (Typ 2) konnten während der Studie nicht untersucht werden, da keine FMS-/FMI-Daten der Bohrung 1, Kern B vorlagen.

Fluviatil/Alluvial überprägte Permeabilitätsbarrieren (Typ 3) weisen keine eindeutige textuelle Kennzeichnung auf, da unterschiedliche primäre Sedimentfaziestypen (Dune, Interdune, Dry Sandflat etc.) betroffen sind. Die aufgefundenen Widerstandsniveaus sind variabel und nur eindeutig gegen hochporöse bzw. hochpermeable Lagen abgrenzbar.

8 Einfluß der Heterogenität von äolischen Sedimenten auf das Fließverhalten von Lösungen und Gasen

Primäre und sekundäre Sedimentstrukturen in äolischen Sedimenten zeigen eine starke Heterogenität, die einen bedeutenden Einfluß auf das Fließverhalten von Lösungen, Wässern oder Kohlenwasserstoffen durch das Sediment hat.

Diese Heterogenität ist schon direkt nach Ablagerung der Sedimente von besonderer Bedeutung, da frühe Lösungen und Grundwasser gerichtet in den Sedimentkörper eindringen. Beispielsweise beschreiben GLENNIE ET AL. (1978) für äolische Rotliegendesandsteine im englischen Sektor der Nordsee, daß *bottomset* Dünensedimente aufgrund eines höheren Anteils an eingeschalteten feinkörnigen Laminae deutlich geringere Porosität und Permeabilität aufweisen als die Dünen *foresets*. Die Permeabilitätsreduktion wird vor allem bei Messungen senkrecht zur Schichtung deutlich.

Komponentenlösung und die Ausfällung von frühen Zementen ist daher nicht nur von der Zusammensetzung der Lösungen und des Komponentenbestandes abhängig, sondern auch stark von den Kapillarkräften und Durchflußeigenschaften im Sediment. Beispielsweise können kleine Poren und enge Porenhälse schneller durch erste Zemente geschlossen werden, so daß Bereiche eines Dünenkörpers danach nicht mehr von späterer Diagenese beeinflusst werden können.

Auch im weiteren Verlauf der Versenkungsdiagenese zeigt sich der Einfluß der Heterogenität. Allerdings hat diese nun Auswirkungen in einem größeren Maßstab. Sind es während der frühen Diagenese kleine Einheiten des Sedimentkörpers, wie zum Beispiel Unterschiede in der diagenetischen Umwandlung in *grainfall* und *grainflow* Lagen, sind nun größere Sedimentpakete betroffen. Es finden sich beispielsweise Unterschiede in der diagenetischen Geschichte zwischen Dünen *bottomsets* and *foresets* sowie Dünensedimenten und Interdünen. Letztere haben eine primär geringere Porosität und Permeabilität, so daß ab einem gewissen Stadium kein ausreichender Durchfluß für den An- und Abtransport von gelösten Ionen stattfinden kann. Dadurch wird auch die späte Diagenese beeinflusst, bei der es oftmals zur Lösung von primären Zementen kommt und so sekundäre Porosität geschaffen wird, die dann die Migration von Kohlenwasserstoffen in den neu entstandenen Porenraum ermöglicht.

Die Heterogenität beeinflusst letztendlich auch die Produktion der Kohlenwasserstoffe aus dem Reservoir. Im kleinen Maßstab bildet sich eine ausgeprägt gerichtete Permeabilität parallel zur Schichtung, die sich im größeren Maßstab auch auf ganze Reservoirabschnitte auswirkt. Bei der Neuplanung von Bohrungen muß dieser Heterogenität daher Rechnung getragen werden.

Die hier untersuchten kontinentalen Sedimente des permischen Rotliegenden bestehen aus wechselnden Anteilen von äolischen, alluvialen, fluviatilen und lakustrinen Ablagerungen (GLENNIE, 1972, 1983; GLENNIE ET AL., 1978; NAGTEGAAL, 1979; SEEMANN, 1982; LUTHI, 1988). Während lakustrine Sedimente und Sabkha Fazies keine Reservoir Qualität besitzen, weisen die äolischen Sedimente zumeist hervorragende Speichereigenschaften auf. Im großen Maßstab zeigen diese Faziestypen deutliche Unterschiede in ihren Reservoirereigenschaften, insbesondere der Permeabilität. Auch die in dieser Arbeit ermittelten und in Kapitel 3 sowie Anhang IV beschriebenen Ergebnisse zu kleinräumigen Heterogenitäten lassen sich gut mit den in der Literatur verfügbaren Daten vergleichen.

Einen Überblick über die Auswirkungen der Heterogenität in äolischen und gemischt äolischen Sedimentkörpern des permischen Tensleep Sandstone in Wyoming (USA) geben ANDREWS & HIGGINS (1984). Sie klassifizieren den Einfluß unterschiedlicher Sedimentstrukturen auf die Permeabilität (Tabelle 11) und beschreiben eine stark gerichtete Permeabilität in diesen Sedimenten, mit einem Verhältnis der Permeabilität parallel zur Schichtung versus senkrecht zur Schichtung von 10 zu 1. Ebenfalls für den Tensleep Sandstone geben BABCOCK ET AL. (1987) Verhältnisse zwischen radialer und axialer Permeabilität im Bereich zwischen 0,6 und 118,9 an. Eine gute Zusammenstellung über den Einfluß der Textur auf Porosität und Permeabilität in unkonsolidierten Sanden liefert die Arbeit von BEARD & WEYL (1973).

Einfluß	Faktor	beeinflusste Größe
gering	1. Dicke vs. dünne Laminae	Heterogenität der äolische Fazies
zu	2. 3rd-order bounding planes (cross-laminae)	Gerichtete Permeabilität
	3. 2nd-order bounding planes	Horizontale Permeabilität
	4. Marine vs. äolische Fazies	Heterogenität aufgrund gerichteter Permeabilität
	5. 1st-order bounding plane (Dune / Interdune / Sabkha)	Vertikale Permeabilität
hoch	6. Diagenese	Erschweren 1. – 4.

Tab. 11: Einflußfaktoren auf Porosität und Permeabilität (NACH ANDREWS & HIGGINS, 1984).

GOGGIN ET AL. (1986) berichten in einer Studie über den äolischen Page Sandstone (Mittlerer Jura) in Arizona, daß durch Windrippeln entstandene Sedimente über Permeabilitäten von < 100 bis zu 2600 mD verfügen. Die beobachteten Durchlässigkeiten bei *grainflow* Sedimenten liegen in der Größenordnung von 250 bis 3600 mD, für Interdünen Sande bei < 400 mD.

Permeabilitätsmessungen am Aufschluß im Page Sandstein (Mittlerer Jura) in Arizona durch CHANDLER ET AL. (1989) zeigen deutliche Unterschiede zwischen verschiedenen Sedimenttypen. Extradünen und Interdünen Sedimente sind die am wenigsten durchlässigen Ablagerungen (0,67 – 1800 mD); Windrippel-Sedimente weisen höhere Permeabilitäten (900 – 5200 mD) auf und grainflow Ablagerungen stellen den durchlässigsten Sedimenttyp dar (3700 -12000 mD). Sie stellen fest, daß die zu beobachtende Heterogenität somit spezifische sedimentologische Prozesse nachzeichnet. CHANDLER ET AL. (1989) weisen außerdem daraufhin, daß die geringpermeablen Extradünen- und Interdünen-Sedimente zusammen mit ausgeprägten *bounding surfaces* zu einer Kompartimentbildung des Reservoirs führen. Ähnlich wie ANDREWS & HIGGINS (1984) erstellen sie eine hierarchische Abfolge der Prozesse, die die Reservoir Heterogenität bestimmen (Abbildung 70). Allerdings gehen sie bei ihren Schlußfolgerungen nicht auf den Einfluß der Diagenese ein, die die sedimentologischen Prozesse überlagert und somit einen zusätzlichen Einfluß auf die heute zu beobachtenden Porositäts- und Permeabilitätsverhältnisse hat.

WEBER (1987) stellte bei Untersuchungen an Transversaldünen des permischen De Chelly Sandsteins in Arizona eine Verhältnismäßigkeit zwischen der Dicke einer Dünenschicht, ihrer Breite und ihrer Längsausdehnung von 1 : 50-100 : 200 fest. Aufgrund der sehr geringen vertikalen Permeabilität der *bottomsets* und der starken Anisotropie der Permeabilität parallel und senkrecht zur Schichtung der *foresets* (in der Größenordnung von 100 : 1) nimmt er eine generelle horizontale Anisotropie innerhalb der *foresets* an.

Laut GLENNIE (1990) besitzen horizontal laminierte Dünen *bottomsets* einen höheren Tonanteil, sind generell stärker zementiert und die feinkörnigen Lagen weisen höhere Kapillardrücke als die Dünen *foresets* auf. Dadurch bilden die *bottomsets* schwächer durchlässige Barrieren in Gas produzierenden Bohrungen.

Im kleineren Maßstab treten innerhalb eines Schrägschichtungskörpers deutliche Permeabilitätsunterschiede zwischen Dünentop (*foresets*) und Dünenfuß (*bottomsets*) auf (NAGTEGAAL, 1979; TEN HAVE & HILLIER, 1986). Aber sogar innerhalb einzelner *foresets* lassen sich noch deutliche Permeabilitätsunterschiede parallel zur Schichtung beziehungsweise senkrecht dazu feststellen. Weber (1987) berichtet von einem Verhältnis der Permeabilität parallel zur Schichtung versus senkrecht zur Schichtung von 100 zu 1.

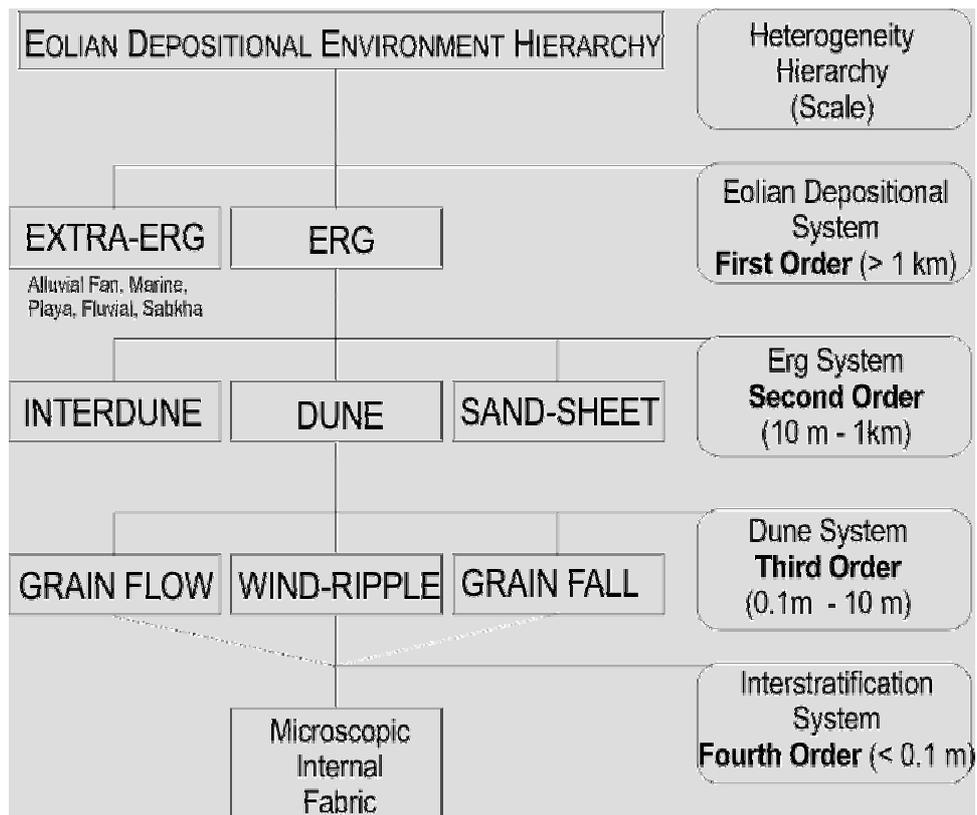


Abb. 70: Hierarchie der Heterogenität in äolischen Sedimenten (nach CHANDLER ET AL., 1989).

Zusammenfassend läßt sich feststellen, daß die heute zu beobachtenden Permeabilitätsvariationen ein Produkt einer faziesabhängigen und gerichteten Diagenese sind. Beispiele hierfür sind die starke Quarzlösung in feinkörnigen *grainfall* Laminae oder die auf offene, hochpermeable Lagen beschränkte poikilotopische Calcitzementation. Die Anlage der Heterogenität erfolgt syndimentär und wird durch diagenetische Prozesse überprägt und verstärkt.

9 Computertomographie

9.1 Einführung

Die Erfassung und Analyse der Mikro- und Makrostrukturen von Gesteinen ist eine wichtige Grundlage fast aller wissenschaftlichen und angewandten Zweige der Geologie. Der traditionelle zweidimensionale Ansatz zur mineralogischen und gefügekundlichen Charakterisierung einer Gesteinsprobe kann nur einige wenige, flächenhafte Informationen integrieren: die makroskopische Untersuchung erfolgt an den Oberflächen eines Handstücks, die mikroskopische Untersuchung basiert auf Dünn- oder Anschliffen von Gesteinsproben. Da (gesteinsbildende) Minerale, Gesteinsgefüge und Porenraum üblicherweise eine sehr komplexe, dreidimensionale Geometrie aufweisen, ist die aus diesen (Schnitt)flächen entnehmbare Information naturgemäß unzureichend, um die Dreidimensionalität räumlich quantitativ zu charakterisieren. Um sich dennoch ein Bild der 'typischen' dreidimensionalen, Eigenschaften eines Gesteins machen zu können, muß versucht werden, obige Informationen zu einem dreidimensionalen Modell zu synthetisieren. Mangels der Fähigkeit des menschlichen Denkvermögens, aus einer Anzahl von flächenhaften Informationen ein konsistentes, dreidimensionales Modell eines geometrisch komplexen Objekts zu rekonstruieren, sind die zweidimensional gewonnenen Vorstellungen der Formen vom Aufbau des Gesteinsgefüges und des Porenraumes hochgradig subjektiv, kaum analysierbar, schwer kommunizierbar und praktisch unverifizierbar. Des Weiteren sind traditionelle Darstellungs- und Kommunikationstechniken (etwa Beschreibungen oder Darstellungen auf Papier) kaum in der Lage, komplexe, räumliche Gefügebeziehungen mit adäquatem Zeitaufwand in leicht verständlicher und trotzdem präziser Weise zu vermitteln. Die computergestützte dreidimensionale Rekonstruktion von Gesteinsgefüge und Porenraum ermöglicht eine quantitative Beschreibung der für geologische Materialien typischen, komplexen räumlichen Strukturen. Die resultierenden 3D Modelle sind im Gegensatz zu den durch traditionelle Techniken erzeugten Gefüge- und Porenmodellen reproduzierbar, leicht analysierbar und - unter Einsatz modernster Visualisierungstechniken - interaktiv handhab- und kommunizierbar.

Zur Erfassung der Mikrostrukturen in Gesteinen gab es zu Beginn der vorliegenden Arbeit zwei gängige Ansätze:

a.) **destruktive Präparationsmethoden**, welche die Gesteinsprobe in eine Reihe von parallelen 'Scheiben' zerlegen, um diese dann - einzeln - mit verschiedenen Datenerfassungsmethoden analysieren zu können. Als Varianten der destruktiven Präparationsmethoden sind **Serienschnitte** und **Serienerosion** zu nennen. Der Vorteil der destruktiven Präparationsmethoden liegt in der Vielzahl von Parametern, welche pro Scheibe erfaßt werden können. Die Nachteile bei der Serienschnittmethode sind der unakzeptabel hohe Arbeitsaufwand sowie die präparationstechnisch bedingte, relativ geringe Auflösung der resultierenden 3D Rekonstruktionen senkrecht zu den Schnittebenen; beide Nachteile entfallen bei der Serienerosionsmethode, allerdings ist hier keine durchlichtmikroskopische Datenerfassung möglich (MARSCHALLINGER, 1998). Der größte Nachteil dieser Methoden liegt jedoch darin, daß sie die Probe zerstören und diese daher nicht für weitergehende Untersuchungen, wie zum Beispiel Porositäts- oder Permeabilitätsmessungen, zur Verfügung steht.

b.) **nichtdestruktive Methoden**, welche sich um das Konzept der in dieser Arbeit angewandten und im Folgenden beschriebenen **Computertomographie** scharen. Noch vor wenigen Jahren waren diese Methoden nur kommerzieller Forschungsgegenstand der Ölgesellschaften, hauptsächlich für die Charakterisierung von Porenhohlräumen in Speichergesteinen. Heute werden diese Methoden zunehmend auch für wissenschaftliche Fragestellungen eingesetzt (SAUERWEIN ET AL., 2002). Die Vorteile liegen in der relativ schnellen Datenerfassung, welche abhängig von der Probengröße und Auflösung im Bereich von Stunden liegen kann, und der zerstörungsfreien Analytik. Die Nachteile liegen im hohen apparativen Aufwand sowie der ungenügenden Unterscheidbarkeit einiger wichtiger gesteinsbildender Minerale (etwa: Quarz, Feldspäte).

Aus Untersuchungen an Dünnschliffbildern oder Rasterelektronenmikroskopaufnahmen (REM) mit Hilfe der digitalen Bildanalyse lassen sich Aussagen über die Größe, Form und Verteilung von Porenkörpern machen. Diese Untersuchungen sind jedoch auf die zwei Dimensionen des Dünnschliffes, Höhe und Breite, beschränkt.

Aus pseudo-dreidimensionalen Methoden, wie z.B. Nuclear Magnetic Resonance (NMR) oder Quecksilber-Kapillardruckkurven lassen sich Rückschlüsse über den Porenaufbau, die Sättigungsverhältnisse und das Fließverhalten der verschiedenen Phasen des Lagerstätteninhaltes ziehen. Um den Porenaufbau näher beschreiben zu können, lassen sich aus den gemessenen Kapillardruckkurven die Porenradienverteilungen herleiten. Diese

Messungen betrachten zwar ein dreidimensionales Volumen, allerdings lassen sich keine Aussagen über die Position der ermittelten Poren im Volumenkörper machen.

Um neben der aus der Dünnschliffauswertung und digitalen Bildanalyse bekannten zweidimensionalen Verteilung der Poren noch weitere Informationen, vor allem über den dreidimensionalen Aufbau der Porenverbindungen sowie Änderungen der Kapillardruckdurchmesser zu bekommen, wurden zwei Messungen an einer Gesteinsprobe an der Bundesanstalt für Materialforschung und –prüfung (BAM) mit hochauflösender 3D Mikro-Computertomographie (μ CT) durchgeführt.

Dabei lag das Hauptinteresse bei diesen Messungen auf dem Verhalten von Poren und Porenbahnen an eingeschalteten Feinsandlagen, die zu einem schichtparallelen Gas- und Fluidfluß führen.

9.2 Forschungsüberblick

Die Förderung und Produktion von Kohlenwasserstoffen hängt stark von den gesteinsphysikalischen Eigenschaften des Gesteins ab, aus dem sie gefördert werden. Die gesteinsphysikalischen Eigenschaften dieser Reservoirs, wie zum Beispiel Porosität, Permeabilität oder Wassersättigung, sind die Ausgangsparameter zur Abschätzung von förderbaren Reserven und deren Ausbeutung. Aus diesem Grund ist die genaue Untersuchung der Mikrostrukturen des Gesteins ein unverzichtbarer Teil der Kernanalyse.

Die petrophysikalischen Eigenschaften werden hauptsächlich mit bohrlochgeophysikalischen Methoden ermittelt und durch zusätzliche Untersuchungen am Bohrkern ergänzt und kalibriert.

Die Untersuchungsmethoden für Bohrkernschnitte lassen sich in die konventionelle Bohrkernanalyse (*Conventional Core Analysis, CCA*) und die spezielle Bohrkernanalyse im Labor (*Special Core Analysis (laboratory), SCAL*) untergliedern. Während bei der konventionellen Analyse vor allem die Grundparameter, wie zum Beispiel Porosität, Permeabilität, Dichte sowie Kernphotos beziehungsweise Kernscans, ermittelt und aufgenommen werden, handelt es sich bei den speziellen Bohrkernanalysen um weiterführende Labormethoden.

Trotz der wertvollen petrophysikalischen und mikrostrukturellen Daten, die die konventionelle Bohrkernanalyse liefert, ist sie jedoch auf die zweidimensionale Darstellung von Schnittebenen beschränkt. Dadurch wird die dreidimensionale Natur des Gesteinsgefüges aber nicht direkt und akkurat beschrieben. Daher liegt der Schwerpunkt jüngster Zeit auf der dreidimensionalen Darstellung von geologischen Proben und ihren Eigenschaften. Dazu gehören nicht-destruktive Verfahren, wie zum Beispiel das Nuclear Magnetic Resonance

Imaging (NMR) (VINEGAR, 1986), die Neutron Radiography, die Neutron Tomography und die Computertomographie.

Seit ihrer Entdeckung durch HOUNSFIELD (1972) hat sich die Computertomographie (CT) als exzellente Methode zur zerstörungsfreien Prüfung und Untersuchung verschiedenster Materialien entwickelt. Die Computertomographie wurde ursprünglich für medizinische Zwecke als Weiterentwicklung des herkömmlichen Röntgenverfahrens eingesetzt. Sie hat sich aber mittlerweile als sehr geeignet erwiesen, um die Mikrostrukturen verschiedener Gesteinstypen, wie zum Beispiel Tonsteine (COSHELL ET AL., 1994), Sandsteine (VAN GEET ET AL., 2000) oder Kohle (VERHELST ET AL., 1996), zu untersuchen.

Da sedimentäre Strukturen das Milieu widerspiegeln in dem sie abgelagert worden sind, wird die Computertomographie zur Unterscheidung sedimentärer Strukturen und Transportprozesse eingesetzt (DULIU, 1999). LONG & ROSS (1991) konnten mit Hilfe von CT-Untersuchungen die sedimentäre Entwicklung eines Deltakomplexes an Bohrkernen näher erklären. Aufgrund der hohen räumlichen Auflösung der Methode eignet sich die Computertomographie zur Auffindung von saisonalen Zyklizitäten in Rhythmiten (BOESPFLUG ET AL., 1995).

Darüber hinaus wurde die Methode erfolgreich zur quantitativen Bestimmung der Volumendichte an unterschiedlichen Materialien, wie unter anderem Korallenskeletten (BOSSCHER, 1993), polymetallischen Einschlüssen, Eiskernen und Sedimentkernen (ORSI ET AL., 1994). Die zerstörungsfreie Anwendung erlaubt die Identifizierung von Reservoireigenschaften (HICKS ET AL., 1992), die Bestimmung gesteinsphysikalischer Eigenschaften (WITHJACK ET AL., 2003) sowie die Ermittlung der Permeabilität und mineralogischen Zusammensetzung von Böden (WITHJACK ET AL., 1990).

Die Methode ist dabei nicht nur auf die Ermittlung von statischen Parametern beschränkt, sondern ermöglicht auch die Darstellung von dynamischen Prozessen. In der Literatur finden sich hierzu Untersuchungen zum mikrobiellen Schwefelabbau an Kohlen (SPIRO ET AL., 1987), dem Fließverhalten von Schweröl (FRANSHAM & JELEN, 1987) und der Darstellung von Ölfluß durch heterogene Carbonate (HICKS ET AL., 1992).

Diese Studien haben klar das Potential der Computertomographie als ergänzende Methode zur klassischen Petrographie aufgezeigt. Allerdings handelte es sich hierbei um den Einsatz medizinischer Computertomographie, die in ihrem Auflösungsvermögen limitiert ist und welche für die detaillierte geologische Forschung nur bedingt eingesetzt werden kann. Neue Entwicklungen auf dem Feld der in dieser Arbeit angewandten Methoden der Mikro-Computertomographie (μ CT) sowie der Synchrotron-Computertomographie (SCT) ermöglichen dagegen eine sehr viel höhere Auflösung.

9.3 Prinzip der Computertomographie

Die ursprünglich für medizinische Zwecke entwickelte Computertomographie ist eine zerstörungsfreie Untersuchungsmethode, um interne Strukturen in nicht-transparenten Objekten, wie z.B. Gesteinen, darzustellen. Die Computertomographie basiert auf der Abschwächung von Röntgenstrahlen beim Durchstrahlen eines Objektes. Für monochromatische Röntgenstrahlen gilt das Beer'sche Gesetz (1), nach dem ein definierter Röntgenstrahl nach folgender Formel abgeschwächt wird:

$$I = I_o \exp\left(\sum_i \mu_i x_i\right) \quad (1)$$

Dabei ist I die Intensität des abgeschwächten Strahls nach dem Durchgang durch das Objekt; I_o die Intensität des eintretenden Strahls, μ_i der lineare Schwächungskoeffizient des Materials; x_i die Länge des Röntgenstrahls durch das Material. Der Wert des materialabhängigen linearen Schwächungskoeffizienten ist abhängig von der Energie des verwendeten Röntgenstrahls und der atomaren Struktur des durchstrahlten Mediums.

Computertomographen arbeiten heutzutage vorrangig mit einer Energie zwischen 30 und 200 keV, dabei treten Scattering, photoelektrische Absorption und der Compton-Effekt auf. Daraus läßt sich schließen, daß in diesem Energiebereich der lineare Auslöschungskoeffizient μ_i von der effektiven Atomzahl Z_{ef} und der Dichte ρ des zu untersuchenden Objekts abhängt. Dies ist in der folgenden semi-empirischen Formel (2) von CURRY ET AL. (1990) beschrieben:

$$\mu = 5 \rho N_A 10^{-28} \left\{ 0.597 \exp[-0.028(E - 30)] + 1.25 \frac{Z_{ef}^{2.0}}{E^{1.9}} + 9.8 \frac{Z_{ef}^{3.8}}{E^{3.2}} \right\} \quad (2)$$

wobei N_A die Avogadro'sche Zahl ist, E ist die Energie des Röntgenstrahls in keV, $Z_{ef} = \sum f_i Z_i^n$ ist die effektive Atomzahl der Probe, f_i ist die Elektronenkonzentration der Komponenten der Probe.

Die Formel in (2) beinhaltet drei Abschnitte zwischen den Klammern. Der erste Term beschreibt den Compton-Effekt und ist unabhängig von der Atomzahl der Probe. Der zweite Term repräsentiert das Scattering, der Dritte den photoelektrischen Effekt. Der zweite und dritte Term beziehen sich sowohl auf die Energie des Röntgenstrahls als auch auf die effektive Atomzahl Z_{ef} . Daher lassen sich anhand der Formel in (2) die Energiebereiche und die Atomzahlen berechnen für die der jeweilige Term vorherrschend ist. Bei Vorherrschaft des Compton Effekts ist der lineare Auslöschungskoeffizient μ_i nur von der Dichte der Probe

abhängig und nicht von der chemischen Zusammensetzung. Dies ist der Fall bei Energien über 100 keV. Falls dagegen der photoelektrische Effekt maßgebend ist, hängt der lineare Auslöschungskoeffizient μ_i auch von der chemischen Zusammensetzung der Probe ab. Dies tritt aber nur bei Energien von deutlich unter 100 keV auf (Abbildung 71). Eine ausführlichere Diskussion über dieses Thema findet sich bei DULIU (1999).

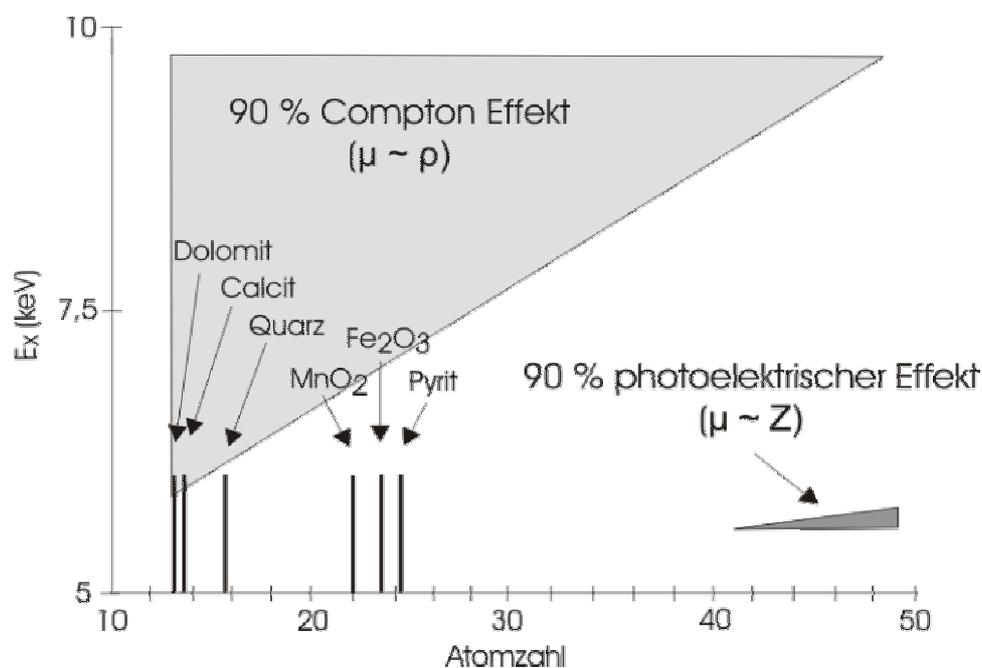


Abb. 71: Abhängigkeit des Compton Effekts und des photoelektrischen Effekts von der Atomzahl. Im oberen Feld herrscht der Compton Effekt vor (der Auslöschungskoeffizient μ ist proportional zur Dichte). Im Bereich unterhalb der Kurve dominiert der photoelektrische Effekt (der Auslöschungskoeffizient μ ist proportional zur Atomzahl).

In der klassischen Röntgenradiographie werden die inneren Strukturen des untersuchten Objektes auf dem endgültigen Bild übereinandergelagert. Die Computertomographie wurde entwickelt, um diese Aufstapelung zu vermeiden und die Auflösung zu erhöhen. In der medizinischen Anwendung werden daher die Röntgenquelle und der Detektor um das Objekt (den menschlichen Körper) gedreht, um Aufnahmen aus vielen Richtungen zu erstellen. Abbildung 72 zeigt einen solchen medizinischen Computertomographen.



Abb. 72: Computertomograph im Krankenhaus. Röntgenquelle und Detektor rotieren um das Untersuchungsobjekt.

Durch die Anwendung eines geeigneten Rekonstruktionsalgorithmus ist es möglich, die zweidimensionale Verteilung des linearen Schwächungskoeffizienten zu bestimmen (NATTERER, 1986). Dabei wird die untersuchte Sektion in eine Anzahl von kubischen Volumeneinheiten, sogenannte „Voxel“ (*volume elements*), zerlegt (DULIU, 1999). Dadurch ist jeder einzelne Voxel durch einen definierten Wert des linearen Schwächungskoeffizienten charakterisiert und kann durch eine von 256 Graustufen (Wertebereich 0-255) dargestellt werden. Die daraus resultierenden Ergebnisse lassen sich in einer zweidimensionalen Karte sichtbar machen, die die Verteilung des linearen Schwächungskoeffizienten wiedergibt. Das Übereinanderstapeln mehrerer Scheiben eines gescannten Objektes erlaubt so die dreidimensionale Rekonstruktion desselben. In Abbildung 73 ist der Zusammenhang zwischen dem untersuchten Objekt und seinem CT-Bild schematisch skizziert.

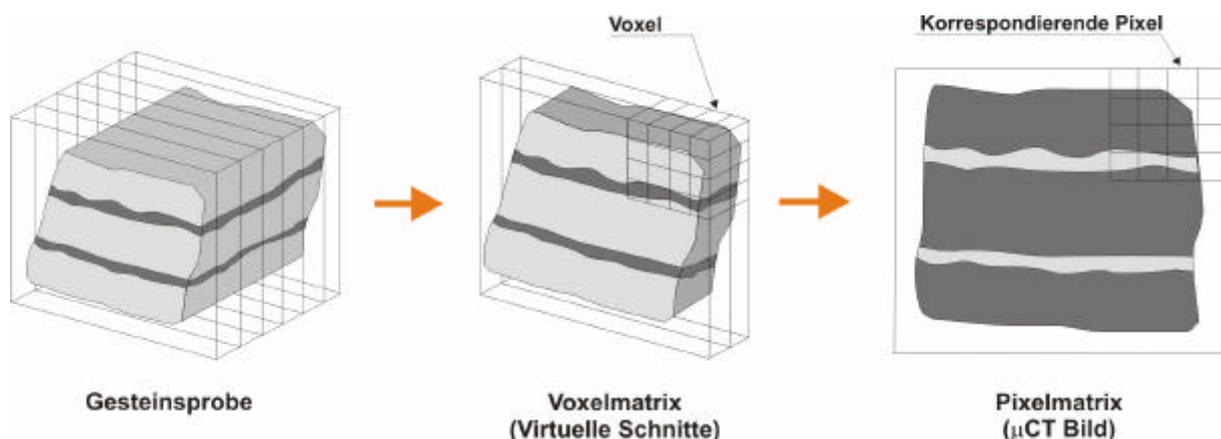


Abb. 73: Zusammenhang zwischen untersuchtem Objekt und dazugehörigem Tomographiebild.

9.3.1 Mikro-Computertomographie (μ CT)

Für den Nachweis von räumlichen Änderungen struktureller Eigenschaften, wie z.B. der Verteilung der Porendurchmesser und lokaler Dichteunterschiede, hat sich die hochauflösende Mikro-Computertomographie als geeignet erwiesen (VAN GEET ET AL., 2000; WEIDEMANN ET AL., 2001). Durch mehrere technische Neuerungen gegenüber der klassischen medizinischen Tomographie erzielt die Mikrotomographie eine höhere Ortsauflösung. Als Faustformel zur Abschätzung der erreichbaren Auflösung kann gelten, daß die Ortsauflösung im CT-Bild ca. 1 Tausendstel des Objektdurchmessers beträgt. Die zur Zeit höchste Auflösung liegt bei etwa $1 \mu\text{m}^3$.

Die Röntgenquelle und der Detektor sind beim Mikro-Computertomographen fixiert, das zu untersuchende Objekt wird auf einem Objektstisch im Strahlengang plaziert und rotiert. Durch diese Konfiguration werden Vibrationen reduziert und dadurch die Auflösung verbessert. Es ist so leichter möglich, Filter vor dem Röntgenstrahl zu plazieren. Die Eigenschaften einer Mikrofokus 3D-Computertomographieanlage für Laboranwendungen sind bestimmt durch die Kegelstrahlgeometrie (*cone beam array*) der Röntgenröhre und der damit verbundenen Möglichkeit, mit Vergrößerungstechnik arbeiten zu können (Abbildung 74), indem das Objekt näher an die Röntgenquelle herangeschoben werden kann.

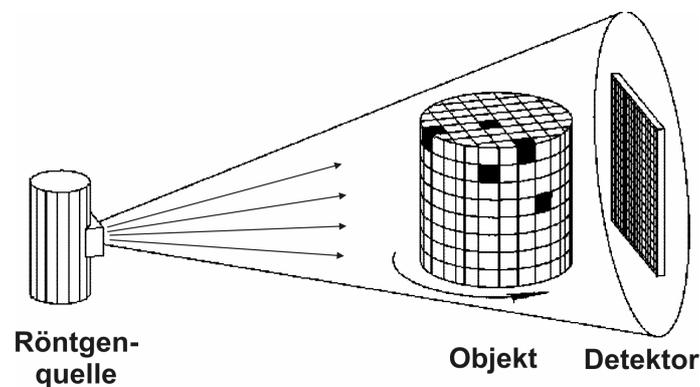


Abb. 74: Kegelstrahlgeometrie (umgezeichnet nach GOEBBELS ET AL., 2002).

Eine weitere hervorstechende Eigenschaft ist das Energiespektrum einer Röntgenröhre, das zu störenden Artefakten wie zum Beispiel der Strahlaufhärtung (*beam hardening*) führen kann. Dabei werden niedrigerenergetische Röntgenstrahlen zuerst am äußeren Rand der Probe abgeschwächt, so daß nur noch höherenergetische Röntgenstrahlen das Innere der Probe durchstrahlen können. Die Strahlaufhärtung muß für eine quantitative Analyse der Messungen korrigiert werden (SEGAL ET AL., 1987; ILLERHAUS ET AL., 1998).

Die Ortsauflösung einer Laboranlage mit Kegelstrahlgeometrie hängt von den Brennfleckabmessungen, der Detektorapparatur, der Vergrößerung, das heißt dem Verhältnis des Abstandes Fokus-Detektor zu Fokus-Drehmittelpunkt des Scanners ab, sowie von den Abtastbedingungen, der Bildpunktgröße, dem verwendeten Rekonstruktionsprogramm und dem Rekonstruktionsfilter (GOEBBELS ET AL., 2002).

9.3.2 Synchrotron-Mikrotomographie (S- μ CT)

In den letzten Jahren sind an verschiedenen Elektronenbeschleunigern weltweit Versuche durchgeführt worden, die harte Röntgenstrahlung, die an diesen Beschleunigern erzeugt werden kann, für den Einsatz zur Computertomographie zu nutzen.

Eine solche Synchrotron-Computertomographie Anlage ist auch am Strahlrohr der BAM (BAMline) am Berliner Elektronensynchrotron BESSY II aufgebaut. Die Apparatur wird zusammen von der BAM und der Physikalisch-Technischen Bundesanstalt (PTB) betrieben. Die Komponenten des Strahlrohres sind in Abbildung 75 schematisch dargestellt.

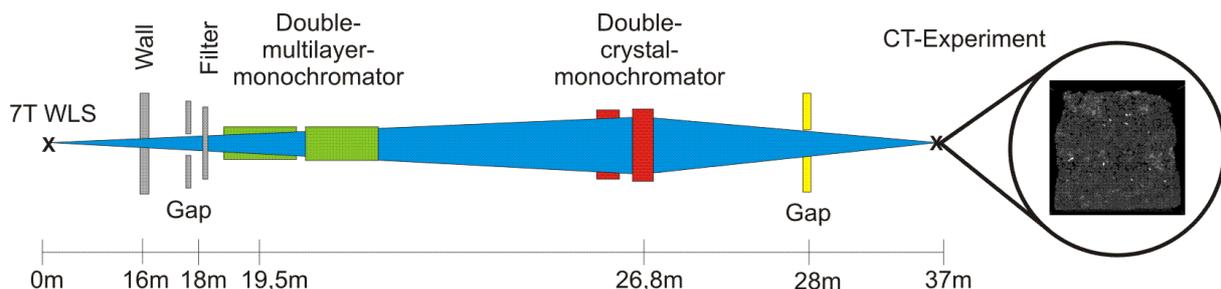


Abb. 75: Schema des Strahlrohres der BAM am Berliner Elektronensynchrotron BESSY II.

Das besondere der BAMline sind zwei Monochromatoren zur Einstellung monochromatischer Strahlung, ein Doppel-Kristallmonochromator (DCM) sowie ein Doppel-Multilayermonochromator (DMM). Diese können getrennt oder in Kombination eingesetzt werden. Der Doppel-Multilayermonochromator ist aus 300 Doppelschichten aus Wolfram/Silizium aufgebaut (GOEBBELS ET AL., 2002). Über den Einfallswinkel der Strahlen läßt sich die gewünschte Energie einstellen. Der Vorteil für die Computertomographie ist die weit höhere Flußdichte im Vergleich mit dem Doppel-Kristallmonochromator. Die Haupteinsatzmöglichkeiten der monochromatischen Strahlung mit einer Photonenenergie bis zu 50 keV sind die Röntgenfluoreszenzanalyse, Mikro-Computertomographie und Röntgentomographie.

Im Gegensatz zu einer herkömmlichen Mikro-Computertomographieanlage kann die Strahlung bei der Synchrotron-Mikrotomographie als nahezu parallel angesehen werden, wie in Abbildung 76 schematisch gezeigt ist.

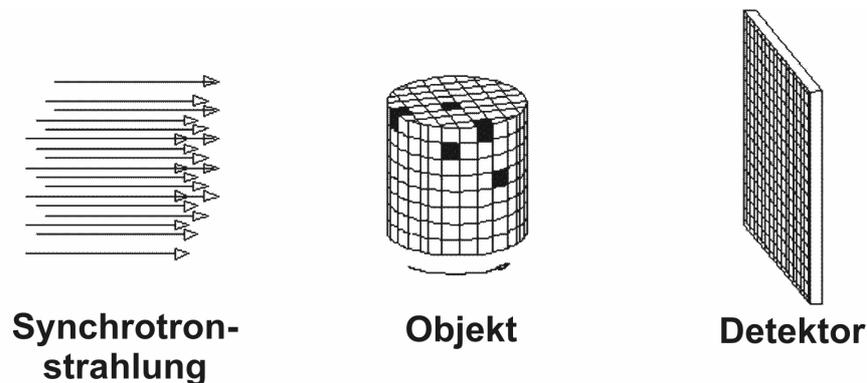


Abb. 76: Parallelstrahlgeometrie der Synchrotron-CT (verändert nach Goebbels et al., 2002).

Die Auflösung ist dadurch nahezu ausschließlich durch die Eigenschaften des Detektorsystems bestimmt.

9.4 Probeneigenschaften

Bei der hier verwendeten Probe handelt es sich um einen ca. 10 x 10 x 10 mm Würfel, der vorsichtig aus einem Plug herausgesägt wurde (Abbildung 77). Dieser Plug stammt aus der Bohrung 3 Kern A aus dem Kernabschnitt um 0,13 m. Dieser Kernabschnitt repräsentiert einen Ausschnitt aus dem oberen Teil eines ca. 10 m mächtigen Dünenkörpers und ist aus schräggeschichteten (25°-30°) äolischen Dünen *foresets* aufgebaut. Die *foresets* sind überwiegend aus Mittelsandlagen aufgebaut, die mit eingeschalteten Feinsandlagen alternieren. Diese mm-feine *pin-stripe* Lamination ist typisch für äolische Sandsteine der Dethlingen-Formation und hat Auswirkungen sowohl auf die Diagenese als auch auf den späteren Fluid- und Gasfluß bei der Produktion. Die Probe weist mehrere Laminae auf und kann daher als repräsentativ für diesen Kernabschnitt angesehen werden. Im Gegensatz zum Dünnschliffbild in Abbildung 80 ist die Probe nicht mit Harz imprägniert worden, da dadurch der Dichtekontrast zwischen den luftgefüllten Poren und der Matrix aus Komponenten und Zementen verkleinert worden wäre. Des Weiteren muß die Probe ausreichend zementiert sein, um eine genügende Stabilität beim Zusägen zu gewährleisten.



Abb. 77: Für die CT-Messung verwendete Probe (Brg 3 Kern A; 0,13 m; Plug 010).

Die Probe hat folgende gesteinsphysikalische Parameter (Tabelle 12):

Bohrung	Kern	Teufe	Plug	Schliff	Porosität	Permeabilität
3	A	0,13 m	010	4421	16,65 %	2768,36 mD

Tab. 12: Gesteinsphysikalische Eigenschaften der untersuchten Probe.

Die Probe wurde für die Messung ausgewählt, da sie aufgrund ihrer gesteinsphysikalischen Eigenschaften die besten Möglichkeiten zur Darstellung des Porenraumes bietet. Ein Hauptteil der Poreneintrittsradien liegt im Bereich zwischen 30 – 70 μm , und damit in etwa im Auflösungsbereich der ersten μCT -Messung (Abbildung 78 und 79). Des Weiteren liegt von der Probe ein Dünnschliff vor, der deutlich die Lamination von Fein- und Mittelsandlagen mit entsprechend unterschiedlichen Korn- und Porengrößen (Abbildung 80) zeigt.

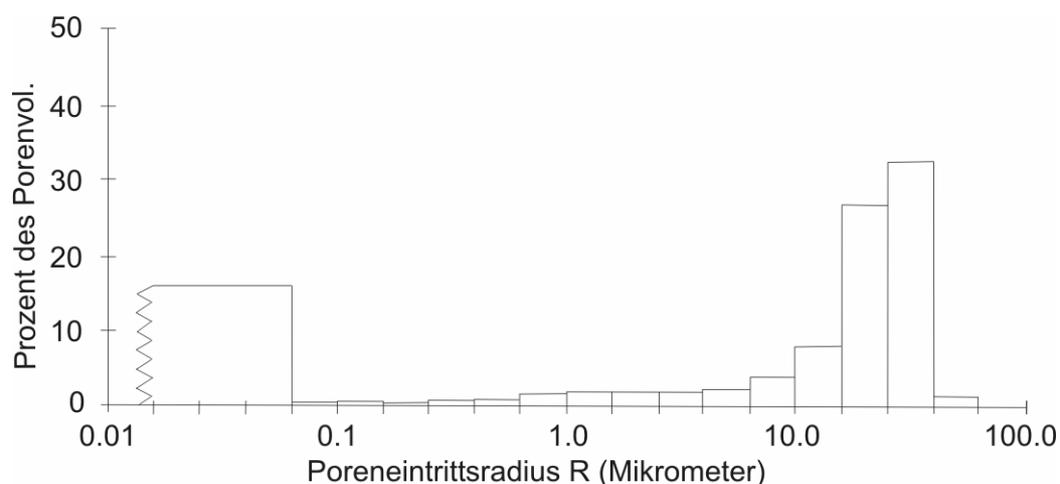


Abb. 78: Poreneintrittsradienverteilung Bohrung 3 Kern A; 0,13m; Plug 010.

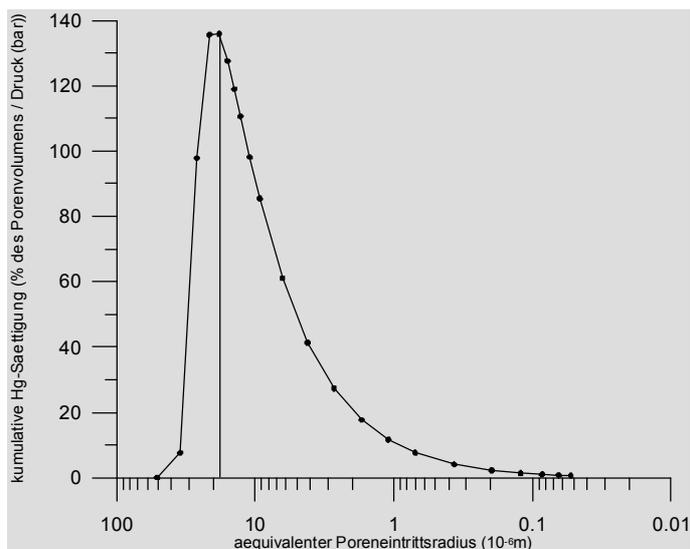


Abb. 79: Kapillardruckkurve Bohrung 3 Kern A; 0,13m; Plug 010; Porosität 16,65 %; Permeabilität 2768,4 mD.

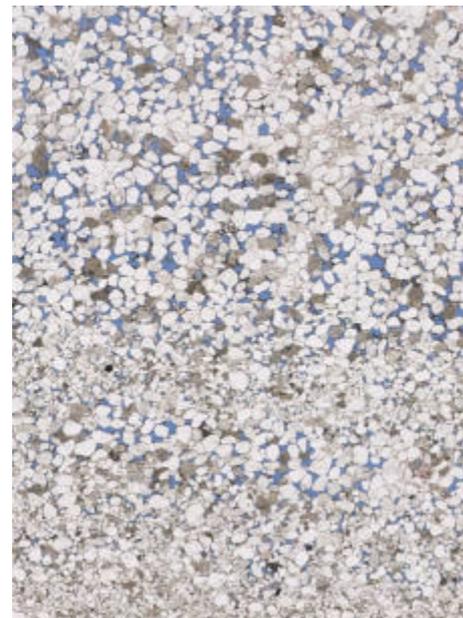


Abb. 80: Dünnschliffbild Brg 3 Kern A; 0,13m; DS4421 (Bildgröße 17,2 x 12,6 mm).

9.5 Meßdurchführung

Im Rahmen dieser Arbeit wurden zwei unterschiedliche Röntgentomographiemessungen an der Bundesanstalt für Materialforschung und –prüfung (BAM) in Berlin durchgeführt. Die erste Messung erfolgte mit einem klassischen Mikrotomographen an der BAM und sollte Aufschluß darüber geben, ob eine Visualisierung der Internstruktur möglich ist.

Die nach erfolgreicher Versuchsmessung durchgeführte zweite Untersuchung mit deutlich höherer Auflösung fand mit dem Mikrotomographen am Elektronenbeschleuniger Bessy II in Berlin statt, um detailliertere Aussagen über die Verteilung des Porenraumes und der verschiedenen Komponenten und Zemente machen zu können.

9.5.1 Mikro-Computertomographie (μCT)

Die erste Messung wurde im Oktober 2002 an der Bundesanstalt für Materialforschung und –prüfung in Berlin mit einem Röntgen-Mikrotomographen (Abbildung 81) durchgeführt. Mit dem in der BAM entwickelten 3D-Tomograph wird je nach Objektdurchmesser eine Ortsauflösung bis zu 2 μm erreicht, wobei als Strahlenquelle eine Mikrofokusröntgenröhre mit Durchstrahlungstarget eingesetzt wird.

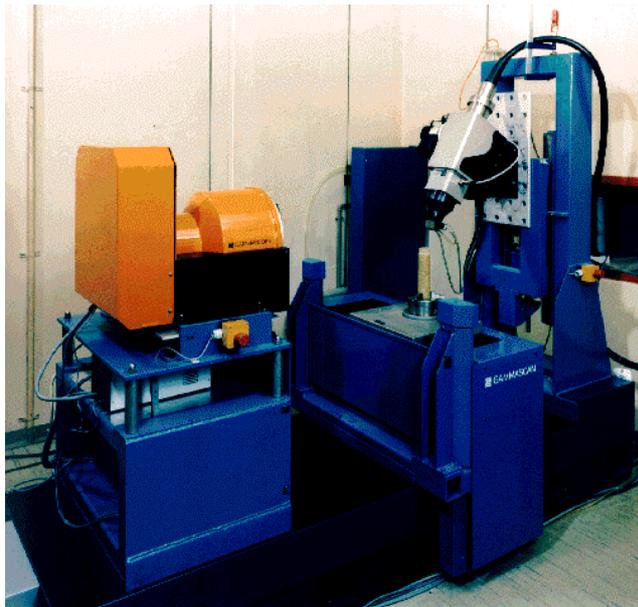


Abb. 81: Mikrotomograph an der Bundesanstalt für Materialforschung und –prüfung (BAM) in Berlin.

Die Beschleunigungsspannung der Röntgenquelle betrug 151 kV, der Röhrenstrom betrug 100 μA . Während einer 360° Umdrehung des Objektes im Strahlengang wurden 900 Einzelmessungen genommen. Die Meßzeit pro Meßpunkt war 2,28 Sekunden. Um Röntgenstrahlen mit schwacher Energie zu vermeiden, wurde ein 0,5 mm dicker Kupferfilter vor der Röntgenquelle in den Strahlengang gebracht. Das Detektorsystem bestand aus einer verkleinernden Faseroptik mit einer Szintillatorbeschichtung (Schichtdicke etwa 25 μm GdOS) und einer gekühlten CCD-Kamera mit einer Auflösung von 1024 x 1024 Pixeln (Pixelgröße 24 x 24 μm^2).

Es wurde bei dieser Übersichtsmessung eine Voxelgröße von 37 μm^3 erzielt. Die Ergebnisse dieser Messung sind in Kapitel 9.6.1 dargestellt und beschrieben. Sie zeigen die gute Anwendbarkeit der Methode, aber auch die Notwendigkeit nach einer höheren Auflösung.

9.5.2 Synchrotron-Computertomographie (S- μCT)

Die oben angeführte Notwendigkeit eine höhere Auflösung zu erzielen, führte im Juli 2003 zu einer zweiten Messung am selben Probenkörper. Die Messungen fanden diesmal an der CT-Apparatur statt, die am Strahlrohr der BAM (BAMline) am Berliner Elektronensynchrotron BESSY II aufgebaut ist.

Die Energie der Röntgenquelle betrug 34,9 keV mit einer Intensität von 167,7 mA. Wie schon zuvor beschrieben ist die Auflösung bei der Synchrotron-CT fast ausschließlich von den Eigenschaften des Detektorsystems abhängig. Die Detektoranordnung an der BAMline besteht aus einer gekühlten CCD-Kamera mit 1340 x 1300 Pixeln (Pixelgröße 20 x 20 μm^2), auf die mittels eines Objektivs (Nikon, 1:2,8; f=180 mm) und einer Tandemoptik (XR Heliflex; 1:1,2; f=100 mm) der Szintillatorschirm abgebildet wird. Die erreichbare

Ortsauflösung ergibt sich nach GOEBBELS ET AL. (2002) aus dem Verhältnis der beiden Brennweiten und der Pixelgröße.

Bei der hier durchgeführten Messung an der Sandsteinprobe wurde so eine Ortsauflösung bzw. Voxelgröße von $10,8 \mu\text{m}^3$ erzielt.

Die Ergebnisse dieser Synchrotronmessung sind in Kapitel 9.6.2 dargestellt. Aufgrund der erzielten höheren Auflösung der Messung wird für die Visualisierung und Auswertung nur dieser Datensatz eingesetzt.

9.6 Meßergebnisse

Nach Abschluß der Tomographiemessung wird der Datensatz über einen Rekonstruktionsalgorithmus in Form von Einzelschnittbildern (μCT -Datensatz) oder in Form eines Volumendatensatzes (S- μCT -Datensatz) ausgegeben. Die Buchstaben i, j und k bezeichnen drei zueinander senkrecht stehende Ebenensätze I, J, K; die Zählrichtung ist dabei in Richtung der Pfeile. Die Zahl in der jeweiligen Dateibeschriftung gibt die Ebene an und gewährleistet so eine eindeutige Zuordnung der Einzelebenen. Abbildung 82 zeigt die Zuordnung der Einzelschnitte zum 3D-Bilddatensatz.

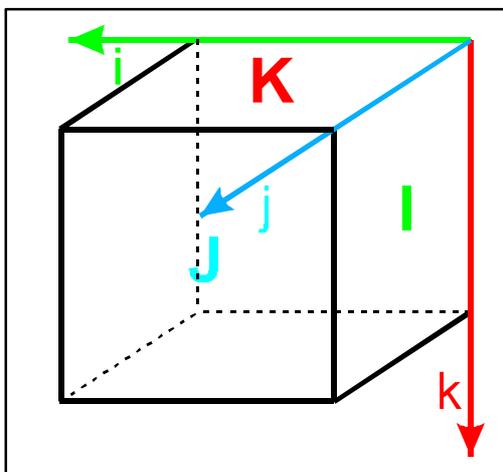


Abb. 82: Zuordnung der Einzelschnitte zum 3D-Bilddatensatz.

9.6.1 Mikro-Computertomographie (μCT)

Die horizontalen Einzelschnittbilder der CT-Messung haben eine Größe von 351×351 Pixeln in der k-Richtung. Die vertikalen Einzelschnittbilder besitzen eine Größe von 351×371 Pixeln in der j-Richtung. Die Voxelgröße beträgt $37 \mu\text{m}^3$, die Pixelgröße in den korrespondierenden Schnittbildern ist $37 \mu\text{m}^2$. Der gesamte Datensatz hat eine Größe von 430 Megabyte, und benötigt aufgrund der Größe einen gut ausgestatteten PC, besser noch eine Workstation, zur weiteren Bearbeitung.

In Abbildung 83 sind zwei Vertikalschnitte aus dem 3D-Bilddatensatz dargestellt worden, in Abbildung 84 zwei Horizontalschnitte. In den Abbildungen stellt schwarz bis dunkelgrau den luftgefüllten Porenraum dar, die übrigen Graustufen Komponenten und Zemente. Weiß sind die Bereiche mit der höchsten Dichte, in diesem Fall Barytzement. Auf die Korrelation von Graustufen zu Dichtewerten wird in Kapitel 9.7 ausführlicher eingegangen. Die hier gegebenen Zuordnungen sollen nur als erste Abschätzung gelten.

In den Abbildungen ist deutlich der geringe Porenraum in den Feinsandlagen zu sehen.

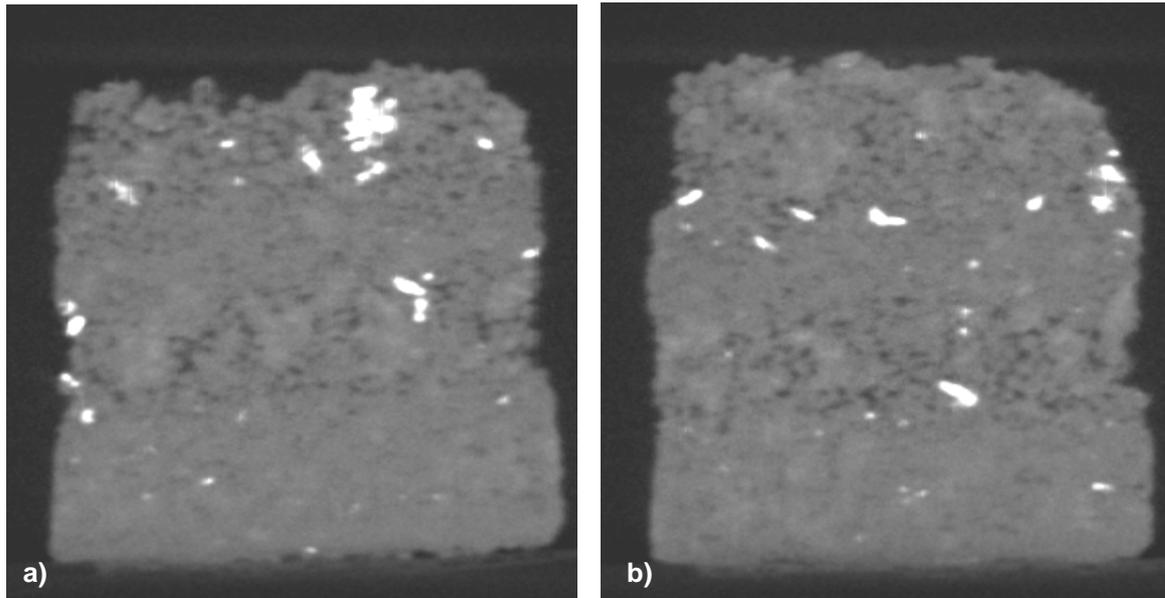


Abb. 83: CT-Vertikalschnitte j.114 (a) und j.217 (b) (schwarz-dunkelgrau: mit Luft gefüllter Porenraum, grau: Komponenten & Zemente, weiß: Barytzement).

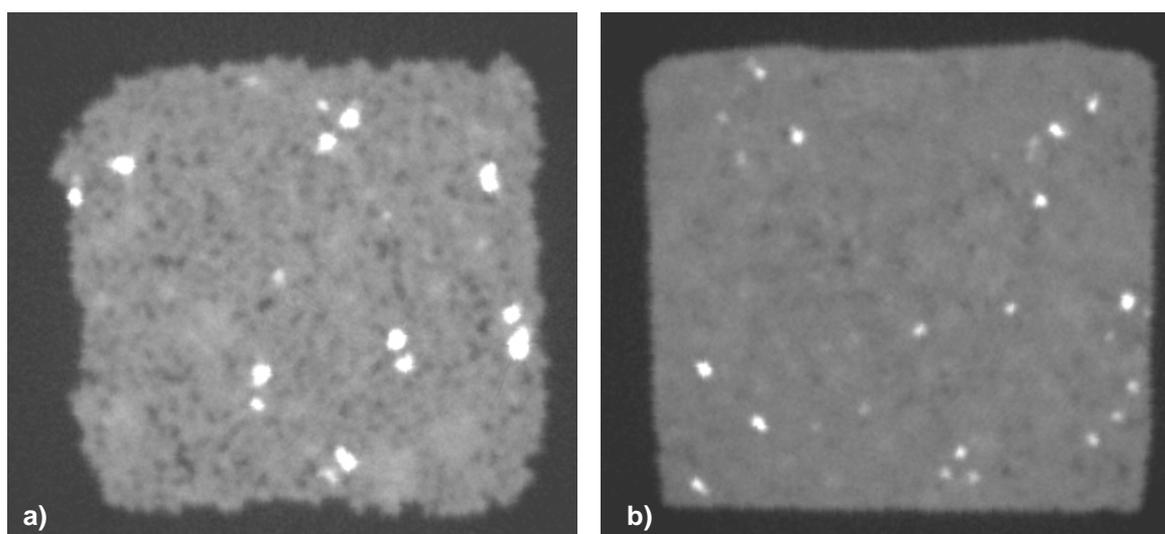


Abb. 84: CT-Horizontalschnitte k.114 (a) mit hoher Porosität und k.304 (b) ohne Porenraum (schwarz-dunkelgrau: mit Luft gefüllter Porenraum, grau: Komponenten & Zemente, weiß: Barytzement).

Die Aufnahmen zeigen deutlich, daß eine Unterscheidung von Porenraum und Gesteinsmatrix mit der Mikro-Computertomographiemessung möglich ist. Außerdem können Dichteunterschiede aufgelöst werden. Allerdings ist für eine hochauflösende, dreidimensionale Darstellung der Daten die Voxelgröße zu groß, das heißt zu viele Voxel liegen auf dem Rand von Gesteinskörnern und Porenraum, und zeigen nur Mittelwerte der Dichte an. In Abbildung 85 ist dieses Problem schematisch an einer Beispieelpore innerhalb von Gesteinsmatrix dargestellt. Das schematisch dargestellte Verhältnis der Voxelgrößen von 3 : 1 entspricht in etwa dem Verhältnis der bei diesen Untersuchungen erzielten Voxelgrößen.

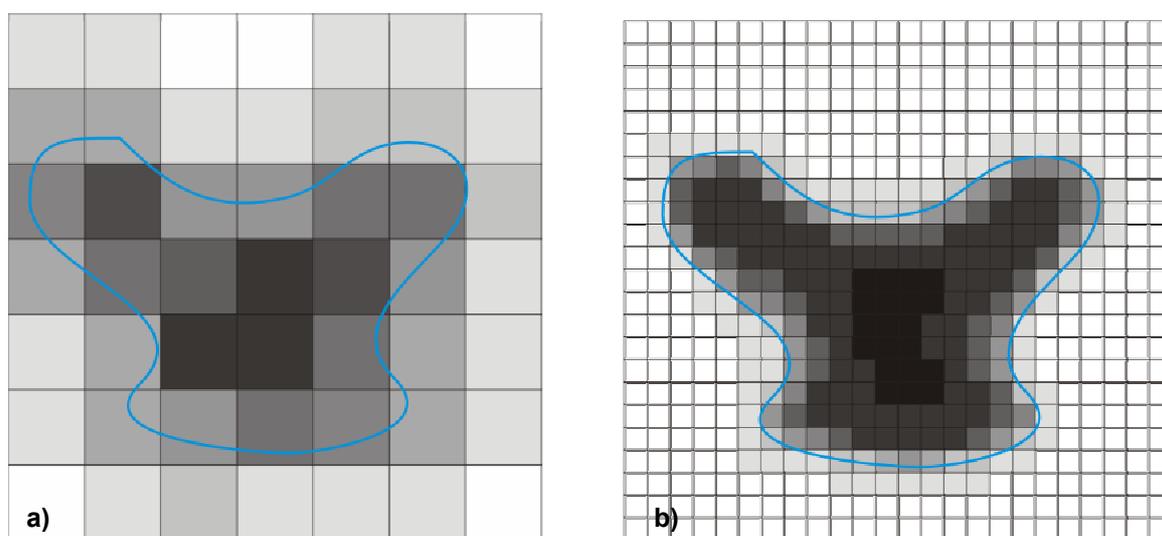


Abb. 85: Vergleich der Auflösungsfähigkeit der Computertomographie bei zwei unterschiedlichen Voxelgrößen. Die Voxel in a) sind dreimal größer als die Voxel in b). Dunkle Farben repräsentieren Porenraum mit geringer Dichte, hellere Farben repräsentieren Gesteinsmatrix mit hoher Dichte. Die Pore auf der rechten Seite wird besser charakterisiert, da mehr Voxel innerhalb der Pore liegen.

9.6.2 Synchrotron-Computertomographie (S- μ CT)

Die Ergebnisse des Synchrotron- μ CT Datensatzes lagen im Gegensatz zur Mikro-Computertomographiemessung nicht als Einzelschnitte vor, sondern wurden als Volumendatensatz ausgegeben. Dieser Datensatz hat analog zur Darstellung in Abbildung 76 die folgenden Dimensionen: I = 1071 Pixel, J = 1101 Pixel und K = 1112 Pixel. Die Ortsauflösung bzw. die Voxelgröße beträgt $10,8 \mu\text{m}^3$. Die Größe dieses Datensatzes beträgt 1,3 Gigabyte, der sich aufgrund seiner Größe nur noch an einer Workstation weiterbearbeiten läßt.

In Abbildung 86 ist ein Vertikalschnitt aus dem hochauflösenden Synchrotron- μ CT 3D-Bilddatensatz dargestellt worden, in Abbildung 87 zwei Horizontalschnitte.

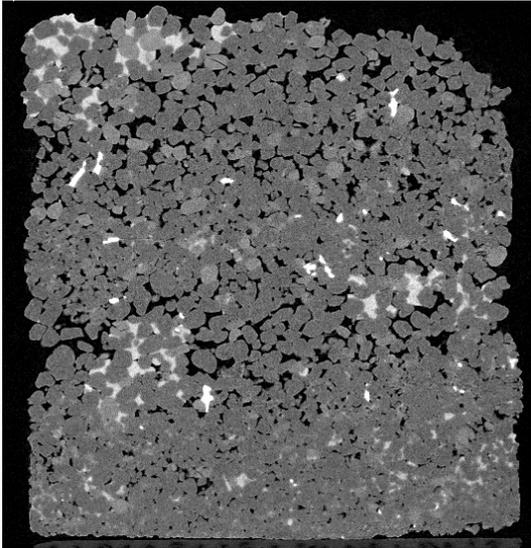


Abb. 86: Vertikalschnitt y-550 aus dem Synchrotron- μ CT Datensatz: (schwarz: mit Luft gefüllter Porenraum, grau: Komponenten, hellgrau: Zemente, weiß: Barytzement).

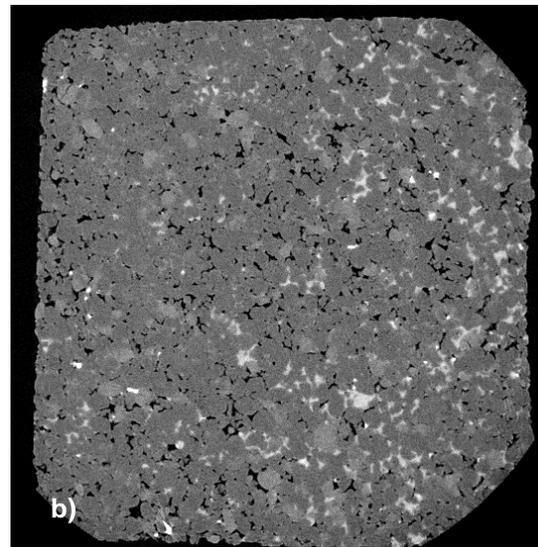
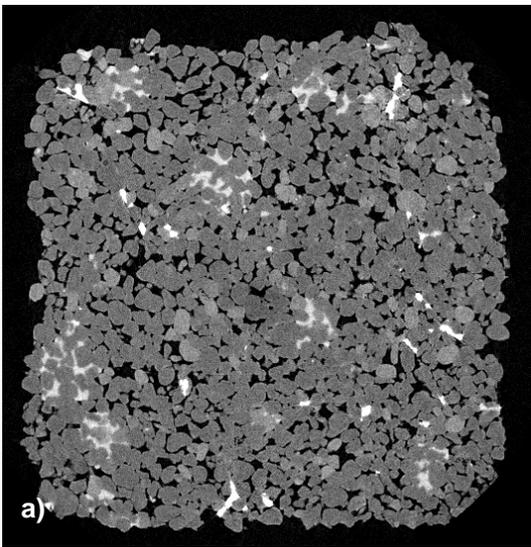


Abb. 87: Horizontalschnitte aus dem Synchrotron- μ CT Datensatz: y-275 (a) mit hoher Porosität und y-925 (b) mit geringer Porosität (schwarz: mit Luft gefüllter Porenraum, grau: Komponenten, hellgrau: Zemente, weiß: Barytzement).

9.7 Dichtekorrelation (Bestimmung von Zementen)

Wie bereits oben erwähnt, beruht die 3D-CT in ihrer Messung auf Dichtedifferenzen in der untersuchten Probe. Die weißen Bereiche in den 8-bit Graustufen-Abbildungen stellen also Bereiche mit der höchsten Dichte dar, Bereiche mit geringster Dichte (mit Luft gefüllte Poren) werden dunkel dargestellt.

Bei den sehr dichten, weißen Bereichen im Computertomographie-Datensatz handelt es sich nach Vergleich mit Dünnschliffuntersuchungen (Abbildung 88) um Barytzement, der sich mit einer Dichte von ca. $4,4 \text{ g/cm}^3$ deutlich von dem hauptsächlich aus Quarzkörnern (Dichte: $2,65 \text{ g/cm}^3$) bestehendem Korngefüge (mittelgrau) abhebt (Abbildungen 86, 87).

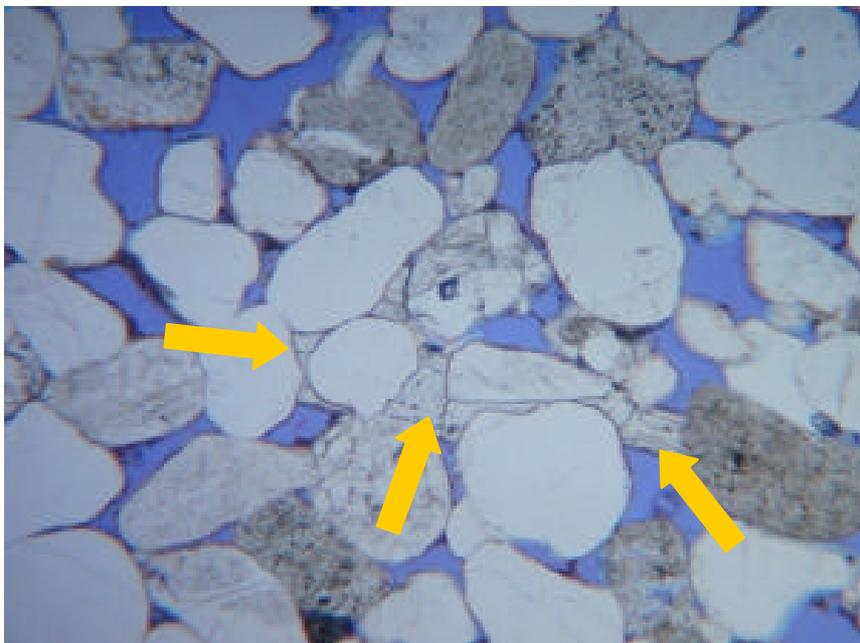


Abb. 88: Detailaufnahme aus DS2438, Pfeile deuten auf Barytzement, x31.

Eine weitere Möglichkeit zur Dichteermittlung bietet die Digitale Bildanalyse. Hier ist es möglich, für verschiedene Grauwerte eine durchschnittliche Dichte zu ermitteln. Durch eine Abfrage im Programm ist es möglich, sich die hier auftretende Dichte graphisch anzeigen zu lassen. Dies bietet eine gute Möglichkeit zur Korrelation. Abbildung 89 zeigt dies für einen Schnitt aus dem Mikro-Computertomographie Datensatz mit der geringeren Auflösung.

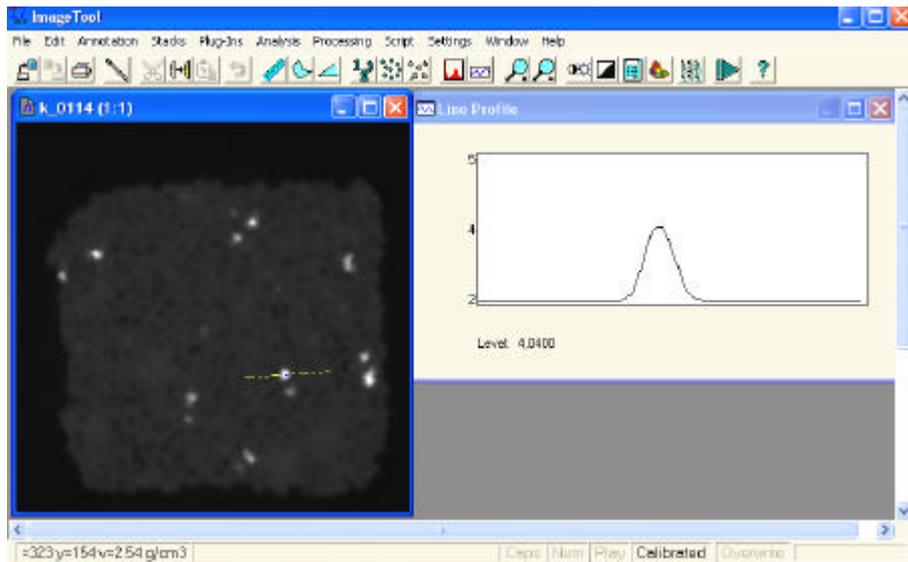


Abb. 89: Dichtekorrelation mit ImageTool. Links: Tomographiebild, rechts: Dichtehistogramm.

Über unterschiedliche Filterfunktionen können die verschiedenen Graustufen als Isosurface-Darstellungen ausgegeben werden. Für Abbildung 90 a) wurde als Grauwertschwelle der Wert 20 gewählt. Dabei wird nur die äußere Kontur der Probe dargestellt. Für Abbildung 90 b) wurde eine Grauwertschwelle von 98 gewählt, die nur noch die stark schwächenden Bestandteile der Sandsteinprobe, d.h. Bereiche hoher Dichte, wiedergibt.

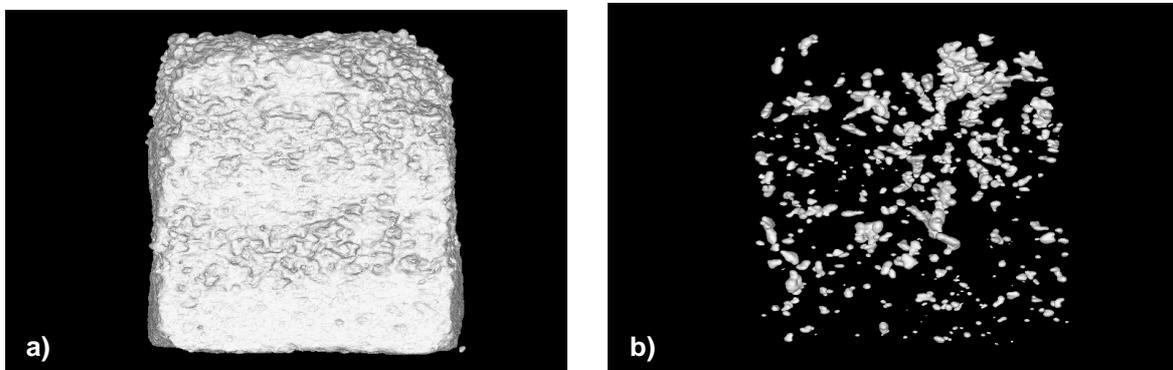


Abb. 90: Isosurface-Darstellungen der Probe: a) Grauwert 20, b) Grauwert 98.

9.8 Porositätsprofil

Analog zu der in Kapitel 6.6 vorgenommenen Auswertung von Porositätsprofilen an zweidimensionalen Dünnschliffbildern wurde die Porosität für jeden einzelnen der 1112 Horizontalschnitte des hochauflösenden Computertomographie-Datensatzes ermittelt.

Nach Umwandlung des gesamten Datensatzes in Porenraum und Matrix unter Verwendung eines geeigneten Schwellenwertes wurde dieser mit Hilfe der Bildanalyse-Software ImageJ auf die Verteilung der Porosität untersucht.

Zur Analyse wurde ein Makro programmiert, daß jeden Horizontalschnitt nacheinander in die Software lädt, die Anteile von Porenraum und Matrix automatisch ermittelt und als Textdatei ausgibt. Die Ergebnisse der Untersuchung ist in Abbildung 91 dargestellt.

Die Porosität in der grobkörnigen *grainflow*-Lage am Top liegt im Bereich von 16 – 24 %, in der darunter liegenden *grainfall*-Lage wird die Porosität auf 9 – 12 % reduziert. In der darunter folgenden grobkörnigen Lage beträgt die Porosität 14 – 16 %, reduziert durch mehrere fleckhaft verteilte poikilotopische Calcizemente. Die stärkste Reduzierung der Porosität findet sich in der feinkörnigen *grainfall*-Lage am Boden der Probe mit Porositätswerten zwischen 4% und 8 %.

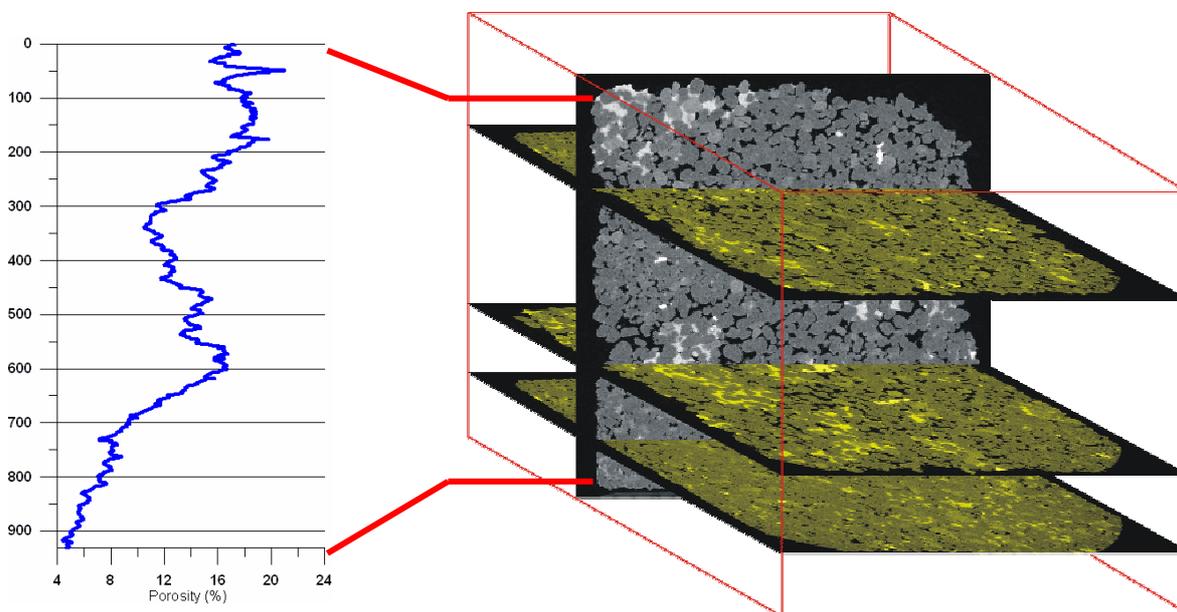


Abb. 91: Porositätsprofil durch den hochauflösenden Computertomographie-Datensatz der Probe der Bohrung 3 Kern A; 0,13 m; Plug 010. Deutlich sichtbar ist die Porositätsreduzierung an den eingeschalteten feinkörnigen *grainfall*-Lagen.

10 Visualisierung der Computertomographie-Daten

Ein Großteil der hier beschriebenen Untersuchungs- und Visualisierungsmethoden wurde im Schlumberger Cambridge Research Center (SCR³) in Cambridge, England, vom Verfasser entwickelt und erprobt.

Teilergebnisse zur Visualisierung der hier untersuchten Sandsteinprobe wurden auf der Tagung „6th Petroleum Geology of Northwest Europe“ im Rahmen der 3D-Visions Session im Oktober 2003 in London vom Verfasser vorgestellt und unter KAYSER ET AL. (2005) veröffentlicht.

Die hier vorgestellte Methodik ist bisher noch nicht in der Literatur beschrieben worden. Für die Untersuchungen in der vorliegenden Arbeit haben sich vor allem die hohe Interaktivität und die hochauflösende Bildqualität auch bei sehr starker Vergrößerung als sehr erfolgversprechend erwiesen.

³ <http://content.slb.com/hub/index.do?id=id6267>

10.1 Herkömmliche Methoden

Zur Visualisierung des Datenvolumens wurden die Einzelbilder aus dem Datensatz zu einem Datenvolumen in der Software ImageJ zusammengefügt. Bei diesem Prozeß werden die Einzelbilder zu einem Pseudovolumen aufgestapelt (*stacking*). Auf diese Weise läßt sich die Porosität an allen Einzelschnitten in einem Arbeitsgang bestimmen. Hierzu wird ein Grenzwert (*threshold*) festgelegt, an dem die Graustufenbilder in binäre Schwarz-Weiß-Bilder umgewandelt werden. Die Ergebnisse lassen sich am Bildschirm von PC- oder Workstation-Systemen in Form von rotierbaren Volumen darstellen, die einen pseudo-dreidimensionalen Blick auf die Daten ermöglichen. Es ist möglich, über Rendering-Funktionen bestimmte Anteile, wie Poren oder Gesteinsmatrix, darzustellen oder Teilbereiche herauszuschneiden. Als nachteilig bei der Auswertung erweist sich aber die Darstellung auf einem herkömmlichen PC-Bildschirm in Mono. Dies hat zur Folge, daß sich der Betrachter immer außerhalb des dargestellten Datensatzes befindet und die Dreidimensionalität der Daten nicht hinreichend aufgenommen werden kann.

10.2 Visualisierung mit Inside Reality™ (Schlumberger)

Um diesen Nachteil zu überwinden, wurde für die Visualisierung des Datensatzes eine Software gewählt, die die Darstellung in einer virtuellen Realität (*Virtual Reality*) erlaubt. Nach MIDTTUN ET AL. (2000) läßt sich eine solche folgendermaßen charakterisieren: „eine vom Computer generierte künstliche Welt, in die der Benutzer eingebunden ist und intuitiv navigieren sowie mit den Objekten interagieren kann“ („*a computer generated artificial world in which users are immersed and where they can navigate and interact with objects in an intuitive and natural manner*“). Zur Visualisierung der Daten wurde die Software Inside Reality™⁴ der Firma Schlumberger verwendet (MIDTTUN & GIERTSEN, 1998). Die Software wird normalerweise zur Auswertung seismischer Datensätze und zur Planung von Öl- und Gasbohrungen verwendet (Abbildung 92).

⁴ <http://www.slb.com/content/services/software/virtual/index.asp>

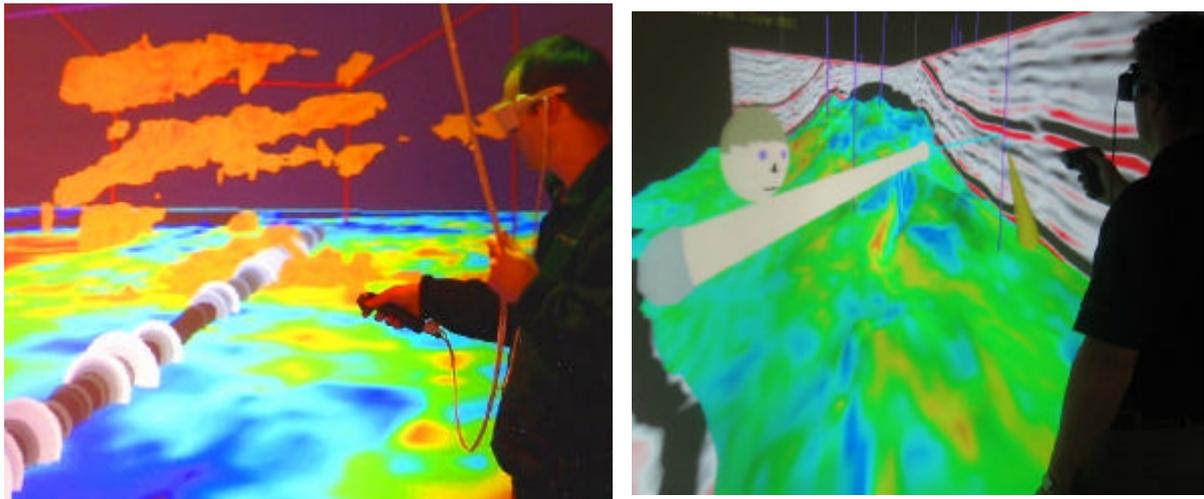


Abb. 92: a) Anwendung von Inside Reality™ zur Bohrplanung, b) *remote collaboration* Sitzung zur Auswertung seismischer Daten mit Darstellung des zweiten Nutzers als Avatar.

Die Verwendung einer virtuellen Realität zur Darstellung der Daten bietet folgende Vorteile:

- Durch einen hohen Grad an Einbindung des Nutzers in den Datensatz wird dessen Aufmerksamkeit komplett auf die künstliche Welt fokussiert.
- Die Verwendung einer Stereoprojektion generiert das Gefühl eines unendlichen Raumes für den Nutzer. Sowohl die visuelle Datenaufnahme als auch das Verständnis für die Daten wird hierdurch gefördert. Eine Projektion von der Rückseite auf eine Großbildleinwand verhindert störende Schattenbildung.
- Im Gegensatz zur Darstellung auf einem herkömmlichen Computerbildschirm erlaubt die Projektion auf eine Großbildleinwand die Zusammenarbeit einer großen Gruppe. Dies fördert die Zusammenarbeit und Kommunikation zwischen verschiedenen Fachdisziplinen.
- Die dreidimensionale künstliche Welt kann mit einem vergleichbaren Visualisierungszentrum über eine Telefonleitung verbunden werden. Der Nutzer auf der anderen Seite wird in Form eines Avatars, das heißt als computergenerierte Person, dargestellt (Abbildung 92 b)). Durch diese sogenannte „*remote collaboration*“ können räumlich voneinander getrennte Personen den gleichen Datensatz analysieren und die Ergebnisse miteinander diskutieren.

Durch die Verwendung eines sogenannten Tracking-Systems (Abbildung 93) ist der Benutzer mit der virtuellen Welt verbunden. Dieses liefert 6 Freiheitsgrade (6 *Degrees of Freedom* = 6DOF), das heißt sowohl die Position des Kopfes als auch seine Orientierung werden registriert. Für die Interaktion in einer virtuellen Welt benötigt man spezielle Eingabegeräte, da weder Tastatur noch Maus zur Verfügung stehen. Hierfür wurde ein optisches System der Firma ART-Tracking⁵ verwendet. Die Position des mit reflektierenden Kugeln bestückten Joysticks wird von zwei Kameras erfaßt, so daß ebenfalls Position und Orientierung im Raum bekannt sind.



Abb. 93: Die Abbildung zeigt den Autor bei der Verwendung eines optischen Tracking-Systems (ART-Tracking) zur Interaktion mit der Software.

⁵ <http://www.ar-tracking.de/>

10.2.1 Erstellung der Volumen-Datei

Softwarepakete zur Visualisierung von seismischen Datensätzen nutzen eine Methode zur Darstellung von 3D-Seismik Daten, die der Röntgencomputertomographie sehr ähnlich ist. Jeder Voxel in einem 3D-Seismik Datensatz ist charakterisiert durch seinen Wert und seine Position im dreidimensionalen Raum (I, J, K). Das Standarddateiformat „.vol“ zur Darstellung seismischer Daten, entwickelt von PARADIGM⁶, speichert die Werte für jedes Voxel sowie den Abstand zwischen den einzelnen Voxeln in der I-, J- und K-Richtung. In einem Seismikdatensatz entspricht dies der Bin-Größe. Im Fall des Computertomographie-Datensatzes entspricht es der Auflösung bzw. Voxelgröße.

Die Konvertierung einer Serie von Pixeln in ein dreidimensionales Volumen entspricht einer Umkehr der in Abbildung 73 dargestellten Methodik. Jeder Pixel wird dabei durch die Software zurück in ein Voxel konvertiert. Das Voxel besitzt dann den Grauwert sowie die I-, J-, K-Position des Pixels. Das Achsenverhältnis der Voxel wird beibehalten, so daß das endgültige 3D-Volumen der untersuchten 1cm³ großen Probe entspricht. Die Grauwerte sind 8-bit Werte (0-255) und werden beim gesamten Konvertierungsprozeß beibehalten, so daß eine Korrelation der Rohdaten mit dem 3D-Volumen möglich ist.

Beide Tomographie-Datensätze wurden auf diese Weise in 3D-Volumendatensätze konvertiert. Es wird aber im Folgenden nur auf die Ergebnisse eingegangen, die mit der Visualisierung von Daten der hochauflösenden Synchrotron-Computertomographie erzielt worden sind.

⁶ <http://www.paradigmgeo.com/>

10.2.2 Visualisierungsergebnisse

In diesem Abschnitt werden die Vorteile der dreidimensionalen Darstellung der Gesteinsprobe in einer virtuellen Realität aufgezeigt. Es werden Beispiele für verschiedene Werkzeuge der Software gezeigt, die Einsichten in die inneren Gesteins- und Porenstrukturen ermöglichen, die ansonsten mit keiner anderen petrophysikalischen Untersuchungsmethode möglich sind.

Abbildung 94 gibt einen Eindruck, wie die Verwendung von Großbildleinwand und Stereoprojektion zur Visualisierung der Computertomographiedaten die Aufmerksamkeit des Betrachters auf den Datensatz fokussiert und gleichzeitig ein deutlich verbessertes Verständnis der Daten ermöglicht. Im unteren Bereich von Abbildung 95 ist die Transparenz so eingestellt, daß nur der Porenraum in dem Volumen sichtbar ist. Ein Schnitt unter Verwendung von Graustufen auf der linken Seite sowie eine weitere Schnittebene mit Falschfarbendarstellung erlauben den Vergleich des dreidimensionalen Datensatzes mit zweidimensionalen Schnitten, wie zum Beispiel Dünnschliffbildern oder REM-Bildern.

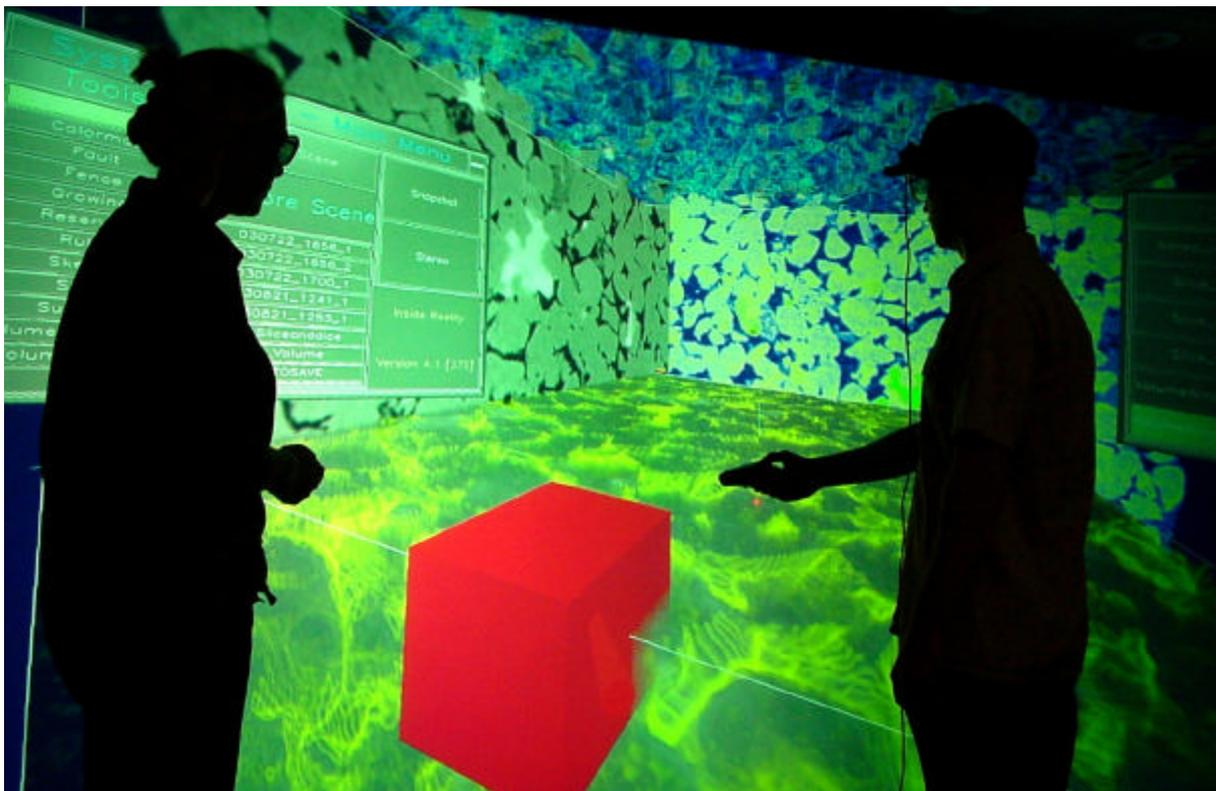


Abb. 94: Die Abbildung zeigt zwei Geowissenschaftler bei der Auswertung des Computertomographie-datensatzes der untersuchten Probe des Dethlingen Sandsteins unter Verwendung der Visualisierungssoftware Inside Reality™.

10.2.2.1 Wahl freier Schnittebenen (*free slicing*)

Die Option zur Wahl freier Schnittebenen ermöglicht es dem Betrachter unabhängig vom X-Y-Z-Koordinatensystem die Probe zu untersuchen. So kann beispielsweise ein Schnitt senkrecht zur Schichtung festgelegt werden, auch wenn die Probe schräg zur Schichtung aus einem Plug gesägt wurde. Es ist auch möglich, gleichzeitig ein Volumen aufzuspannen und die Besonderheiten hierin auf einer zweidimensionalen Schnittebene nachzuvollziehen. Abbildung 95 zeigt ein Beispiel für diese Anwendung. Die blauen Voxel in diesem Volumen repräsentieren den Porenraum mit einer Porosität von 16,65 %. Der Nutzer kann den Porenraum in drei Dimensionen betrachten und gleichzeitig die Eigenheiten auf der zweidimensionalen Schnittebene kontrollieren und nachvollziehen.

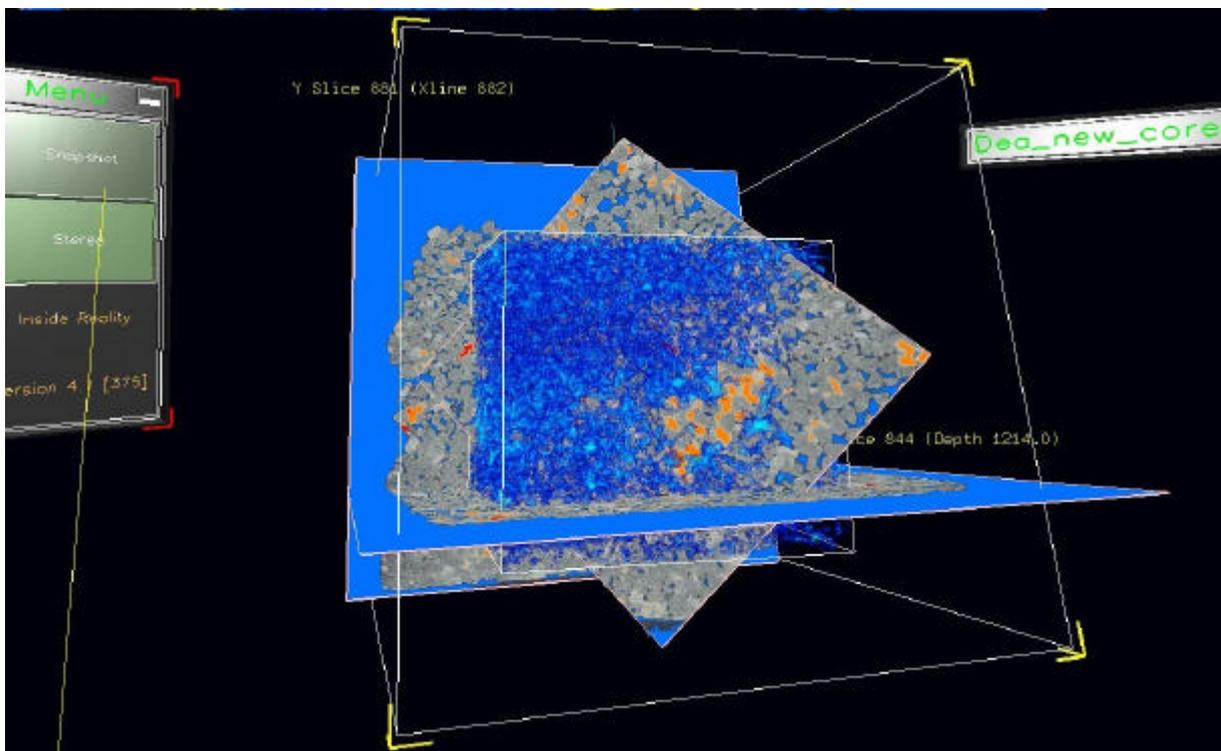


Abb. 95: Wahl freier Schnittebenen und Vergleich mit einem Volumenkörper. Blaue Voxel im Volumen repräsentieren eine Porosität von 16,65 %.

10.2.2.2 Transparenz (*transparency*)

Anhand ihres Histogramms lassen sich einzelne Bereiche aufgrund ihrer unterschiedlichen Dichte innerhalb des Volumens ausgliedern. Durch Anwendung verschiedener Transparenzstufen an einem oder mehreren Volumenkörpern können so Quarzkomponenten und Barytzement (Abbildung 96, oberer Volumenkörper) sowie der Porenkörper (Abbildung 96, unteres Volumen) mit einer Porosität von 16,5 % dargestellt werden.

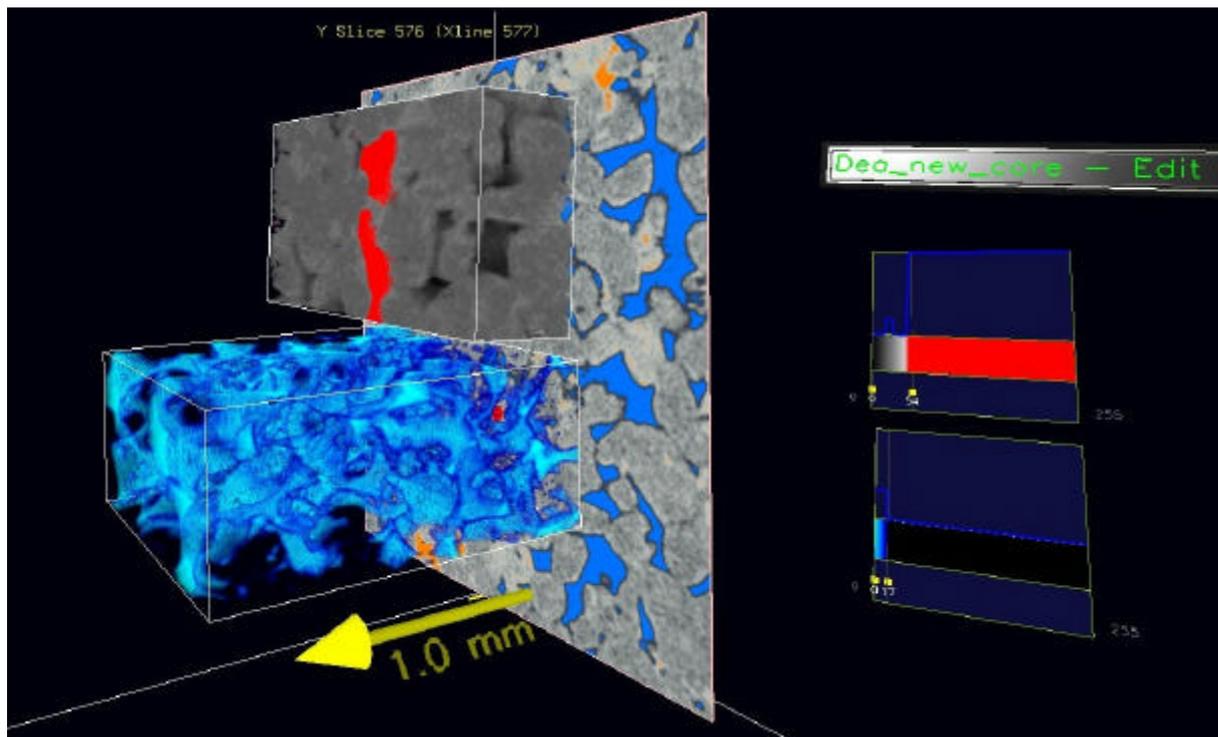


Abb. 96: Darstellung von Quarzkomponenten und Barytzement (oberer Volumenkörper) sowie des Porenraums (unteres Volumen) durch Anwendung unterschiedlicher Transparenzeinstellungen.

Im Volumenkörper in Abbildung 97 ist nur der Farbbereich für den Porenraum (0 – 28, blau) und Barytzement (> 48, rot) dargestellt. Der gelbe Balken markiert die Grenze zwischen einem hochporösen Bereich oberhalb und einem dichten, feinkörnigen Bereich unterhalb. Das lagige Auftreten des Porenraums ist deutlich sichtbar, ebenso wie die Beschränkung des Barytzements auf die höher porösen Lagen innerhalb des Probenkörpers. Der Barytzement ist durch Ausfällung aus Lösungen während der späten Diagenese entstanden. Zu diesem Zeitpunkt war sekundäre Porosität durch die Lösung von Komponenten und frühen Zementen bereits geschaffen worden, so daß Barytzement innerhalb dieser Bereiche ausfallen und große Kristalle bilden konnte. Das Fehlen von Barytzement in den feinkörnigen Lagen läßt darauf schließen, daß diese Bereiche zu stark kompaktiert und zementiert waren um das Eindringen von Lösungen zu ermöglichen.

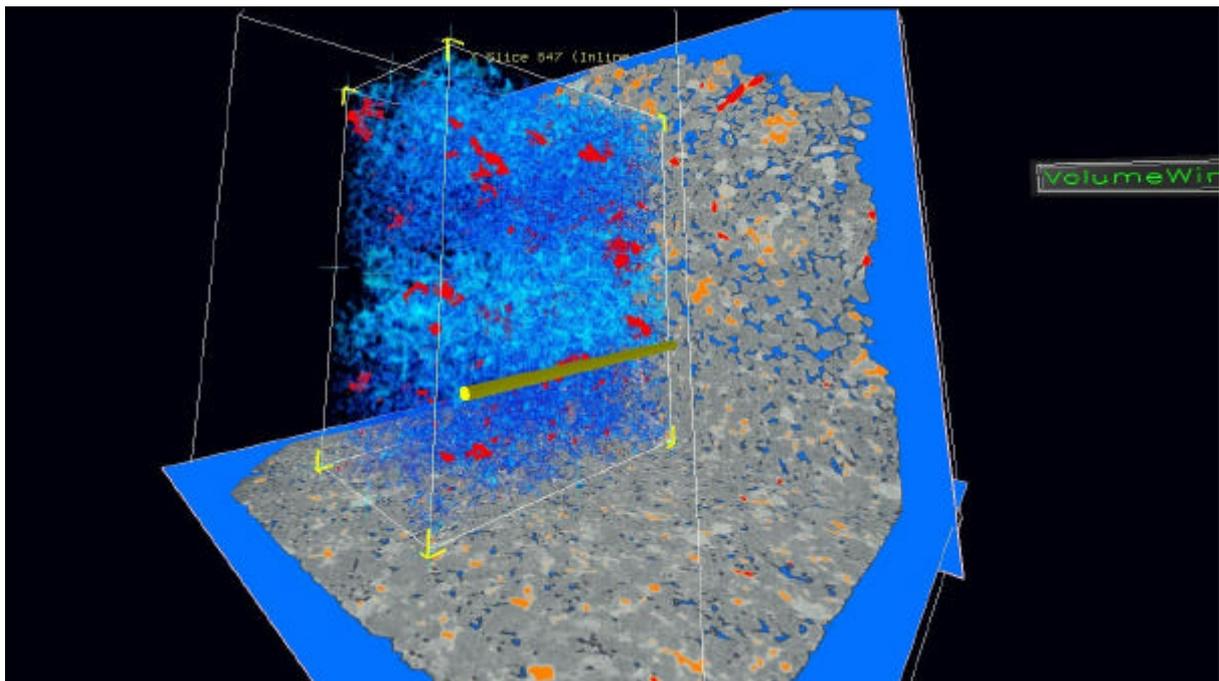


Abb. 97: Verteilung von Porenraum (blau) und Baryt (rot) in der untersuchten Gesteinsprobe.

10.2.2.3 Volume growing (voxel tracking)

Der Prozeß des *Volume growing* oder *Voxel tracking* ist in Abbildung 98 dargestellt. Es handelt sich hierbei um eine Funktion der Software, die normalerweise zur Auffindung miteinander verbundener Reservoirkörper eingesetzt wird. Bei der Visualisierung der Computertomographiedaten läßt sich dieses Werkzeug zur Auffindung des miteinander kommunizierenden Porenraumes (*connected porosity*) einsetzen. Hierzu wird ein Startpunkt (*seedpoint*) an eine Position gesetzt, die durch ihre geringe Dichte als Porenraum charakterisiert ist. Der Benutzer kann eine untere und obere Grenze der zu verfolgenden Voxel festlegen und den Trackingprozess starten. Die Software zeigt die mit dem Startpunkt verbundenen Voxel direkt an, so daß der Benutzer jederzeit eingreifen und gegebenenfalls die Einstellungen anpassen kann. Der so ermittelte Porenkörper läßt sich abspeichern und für weitere Untersuchungen, wie zum Beispiel Lattice-Boltzman Simulationen oder Ermittlung des Porennetzwerks, exportieren.

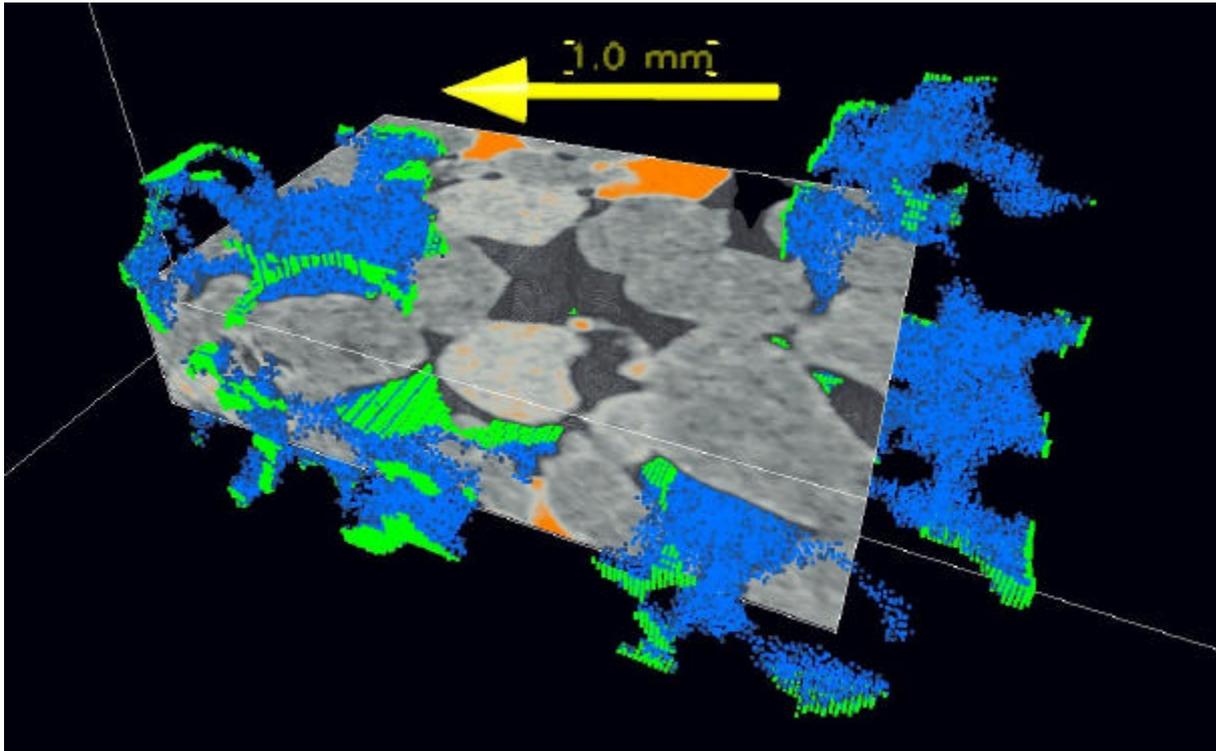


Abb. 98: *Volume growing (voxel tracking)* zur Ermittlung des kommunizierenden Porenraumes (*connected porosity*). Quarzkomponenten sind grau dargestellt, Carbonatzement ist orange eingefärbt. Der Startpunkt für den Trackingprozess liegt innerhalb des Porenraums und die aufgefundenen, mit diesem Startpunkt verbundenen, Poren sind blau dargestellt. Grüne Voxel zeigen Stellen an, an denen die Software eine weitere Porenverbindung zu benachbarten Poren festgestellt hat und ein Weiterverfolgen möglich wäre.

10.2.2.4 Detailaufnahmen von Porenraum, Komponenten und Zement

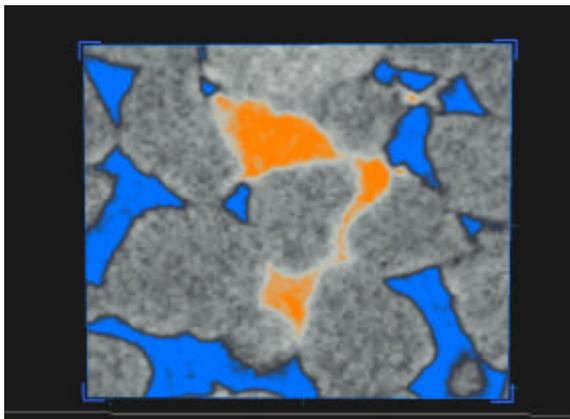
Anhand der Detailaufnahmen in Abbildung 99 a) bis d) wird die hohe Auflösungsfähigkeit der Computertomographie dargestellt. Der gezeigte Ausschnitt aus dem Datensatz ist 1 mm breit und 0.8 mm hoch. In Abbildung 99 a) ist eine zweidimensionale Schnittebene durch den Tomographiedatensatz dargestellt. Man kann das relativ offene Porengefüge (blau) zwischen Quarzkomponenten und Quarzzement (grau) erkennen. In der Mitte befindet sich Calcitzement, der orange eingefärbt ist. Obwohl der Porenraum im Schnitt gut erkennbar ist, bleibt unklar ob und wie Porenverbindungen im dreidimensionalen Volumen bestehen.

Für die Abbildungen 99 b) bis b) wurde die Schnittebene entfernt und an dieser Stelle durch ein Volumen ersetzt. Das Volumen ist ebenfalls 1 mm breit und 0.8 mm hoch, die Tiefe beträgt 0.6 mm.

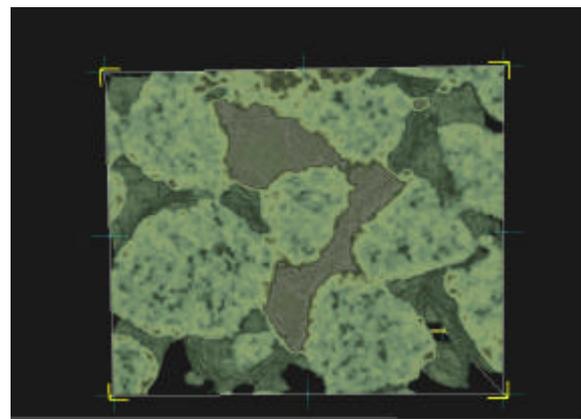
Durch die Anwendung einer geeigneten Transparenz ist in Abbildung 99 b) nur das Gefüge der Quarzkomponenten und des Quarzzements hervorgehoben. Die bei der

Computertomographie eingesetzte hohe Auflösung erlaubt es, sogar Korn-Korn Kontakte zu erkennen, und zwar in allen drei Dimensionen.

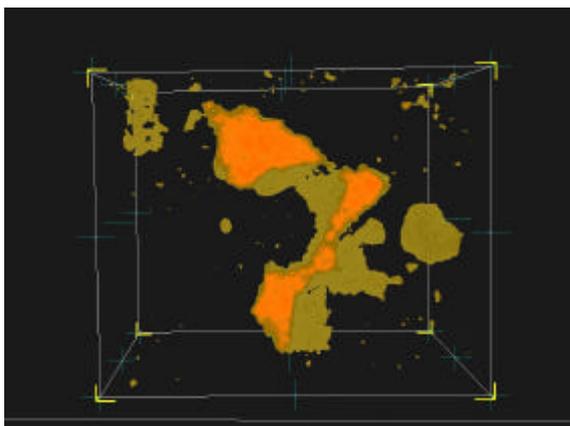
Ebenso ist es möglich, die Verteilung des Calcitzements in drei Dimensionen darzustellen (Abbildung 99 c)). Die Verteilung des Porenraums zwischen den Komponenten und Zementen der Sandsteinprobe ist in Abbildung 99 d) zu sehen. Anhand dieser hochauflösenden dreidimensionalen Visualisierung der Internstruktur des Dethlingen Sandsteins kann sich der Betrachter ein genaueres Bild der Form und Struktur der Poren und Porenverbindungen machen und diese auch messen.



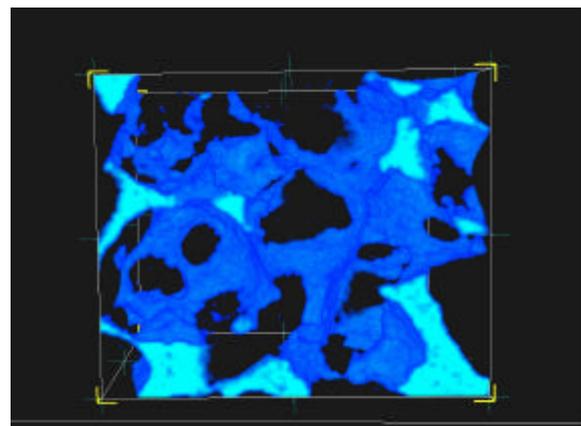
a) Zweidimensionale Ansicht (Porenraum (blau), Quarz (grau), Calcit (orange)).



b) Dreidimensionale Verteilung der Quarzkomponenten.



c) Dreidimensionale Verteilung des Calcitzements.



d) Dreidimensionale Ansicht des Porenraums.

Abb. 99 a) – d): Ausschnitt aus dem Computertomographiedatensatz. Der in a) dargestellte Bereich ist 1,0 x 0,8 mm, das in b) bis d) dargestellte Volumen hat eine Größe von 1,0 x 0,8 x 0,6 mm.

10.2.3 Kalibrierung von Graustufenwerten und Dichte

Frühere Kapillardruckmessungen, ergaben eine Porosität von 16,65 % für den Plug aus dem die Probe entnommen wurde. Untersuchungen mittels Digitaler Bildanalyse an Dünnschliffen aus diesem Plug zeigten Porositäten zwischen 16,50 % und 17,40 %.

Die Untersuchungen an dem zuvor beschriebenen Datenvolumen ermöglichten die Korrelation von Porosität und dazugehöriger Graustufe. Die Messungen ergaben, daß die Summe der Pixel mit Graustufen zwischen 0 und 28 einem Anteil von 17 % am Gesamtvolumen besitzen. Das heißt, diese Graustufen repräsentieren die Porosität im untersuchten Datenvolumen.

Dieser Graustufenbereich von 0 – 28 wurde dann in Inside Reality™ benutzt, um die Porosität im 3D-Datensatz zu ermitteln. Die Software bietet dazu ein Werkzeug zur Volumenabschätzung (*Volume estimation tool*), bei dem die Anzahl von Voxeln in einem bestimmten Wertebereich gemessen werden kann. Zu diesem Zweck wird eine dreidimensionale Box (*Volume window*) erzeugt, in der sich durch die interaktiven Einstellmöglichkeiten an der Farbkurve auch Teilbereiche des Gesamtvolumens darstellen lassen. Messungen an verschiedenen Teilvolumen resultierten in Porositätswerten zwischen 16,55 % und 18,11 %. Diese Werte zeigen, daß eine Messung von Porositäten auf diesem Wege möglich und präzise ist.

Die Korrelation von Graustufenwerten, Anteil der Voxel am Gesamtvolumen sowie der Dichte nach Messungen in Inside Reality™ ist in Abbildung 100 dargestellt.

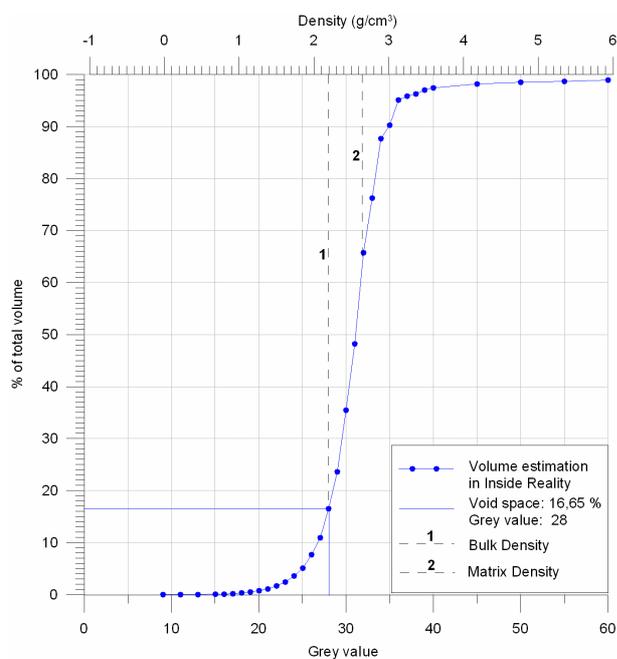


Abb. 100: Ergebnis der Volumenmessungen in Inside Reality™ und Zusammenhang zwischen Graustufenwerten und Dichte.

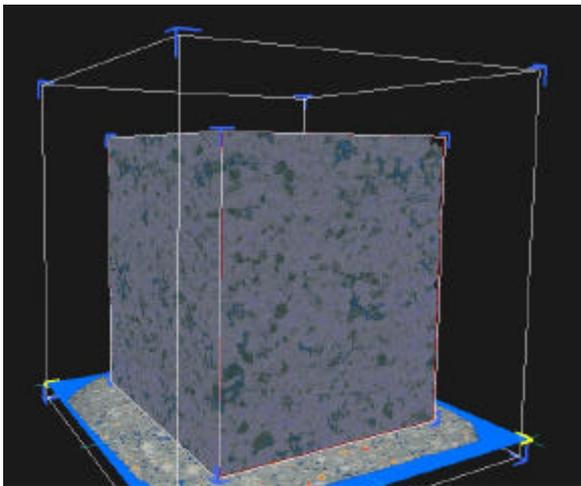
10.2.4 Quantitative Analyse der Computertomographiedaten in Inside Reality™

Die qualitative dreidimensionale Visualisierung ermöglicht bereits ein deutlich verbessertes Verständnis der internen Gesteinsstruktur und ist in diesem Bereich zum Beispiel der Dünnschliffanalyse deutlich überlegen. Solange allerdings zweidimensionale Auswertemethoden eine relativ einfache quantitative Analyse erlauben, sei es durch point-counting oder digitale Bildanalyse, werden sie der teureren und aufwendigeren Computertomographie vorgezogen werden.

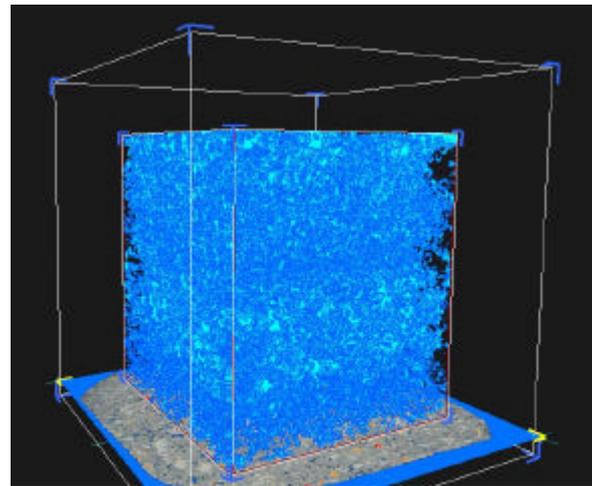
Im Folgenden wird anhand der Probe des Dethlingen Sandsteins eine quantitative Analyse beschrieben, um zu verdeutlichen, daß die Methode auch in diesem Bereich aussagekräftige Ergebnisse liefern kann. Zu diesem Zweck wurde ein Werkzeug zur Volumenabschätzung (*Volume estimation tool*) in Inside Reality™ benutzt, bei dem die Anzahl der Voxel in einem bestimmten Wertebereich gemessen werden kann. Dabei wird eine dreidimensionale Box (*Volume window*) erzeugt, in der sich durch die interaktiven Einstellmöglichkeiten an der Farbkurve auch Teilbereiche des Gesamtvolumens darstellen lassen. Der Benutzer kann so die Anteile der verschiedenen im Datensatz auftretenden Komponenten und Zemente im Datensatz quantitativ ermitteln und gleichzeitig ihre Verteilung im Volumen beobachten. Dadurch lassen sich unter anderem auch Rückschlüsse auf die diagenetische Geschichte ziehen.

Im vorliegenden Beispiel der Probe des Dethlingen Sandsteins repräsentieren Quarzkomponenten und –zement 75 % des Gesamtvolumens (Abbildung 101 a)). Der in Abbildung 95 b) dargestellte Anteil der Porosität am Gesamtvolumen beträgt 17 %. Neben der quantitativen Auswertung zeichnet die Visualisierung des Porenraums deutlich den lagigen Aufbau des Sandsteins und die damit einhergehende differenzierte Verteilung des Porenraums in feinen und groben Sandlagen nach. Detaillierter ist dieser Übergang zwischen Fein- und Grobsandlagen im Film (Anlage IX) zwischen 2.35 – 3.06 Minuten zu beobachten. Die in Abbildung 101 c) sichtbare Verteilung des Calcizements zeigt einen hohen Anteil an Calcizement in den hochporösen, grobkörnigen Lagen in der Mitte und am Top der Probe. Insgesamt nimmt Calcizement 7 % des Gesamtvolumens ein. Die Zementkörper sind poikilotopisch und erstrecken sich über einer große Anzahl von Poren. In den feinkörnigen Lagen im oberen Drittel und am Boden der Probe tritt Calcizement nur untergeordnet auf. Des Weiteren sind die einzelnen Zementkörner deutlich kleiner und zumeist nicht porenübergreifend. Die differenzierte Verteilung des Zements wird als Beleg für eine frühzeitige Diagnese der feinkörnigen *grain-fall* Lagen angesehen, in die Lösungen später nur noch in begrenztem Maße eindringen konnten und nur untergeordnet Porenraum zur Ausfällung des Zements zur Verfügung stand. Die Ausfällung des spätdiagenetischen Barytzements ist ebenfalls von der frühdiagenetischen Zementierung der *grain-fall* Laminae

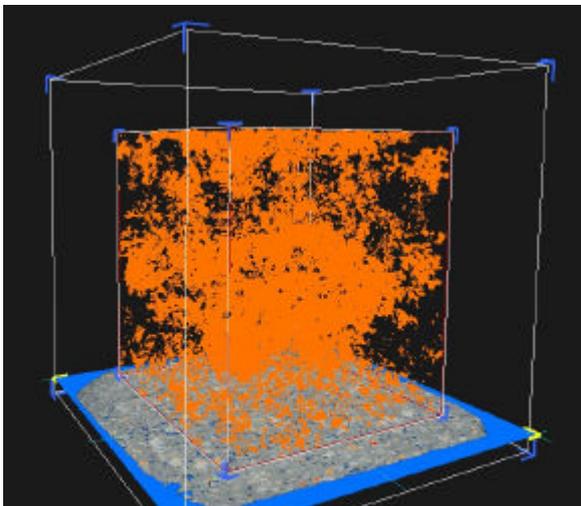
beeinflusst. Aufgrund der vorliegenden dreidimensionalen Visualisierungsergebnisse wird klar, daß die feinen Lagen zur Zeit der Baryt-Ausfällung bereits zu stark kompaktiert und zementiert waren, wogegen in den grobkörnigen Lagen Porenraum durch die sekundäre Lösung von Komponenten und frühen Zementen zur Verfügung stand. Die zu beobachtenden Barytzemente sind meist poikilotopisch ausgebildet. Der in Abbildung 101 d) dargestellte Anteil des Barytzements am Gesamtvolumen beträgt 1 %.



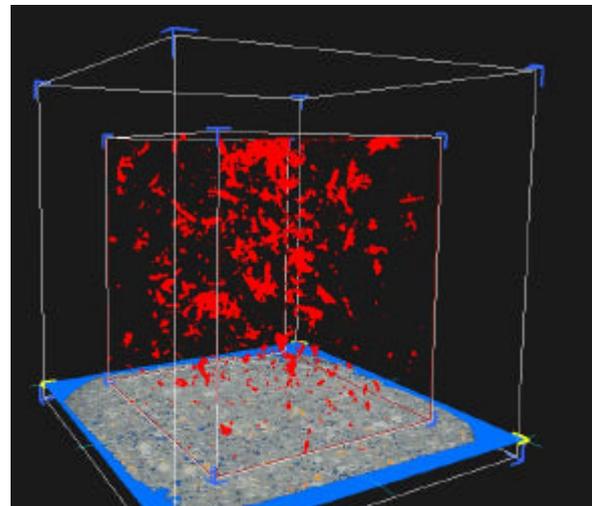
a) Quarzkomponenten und Quarzzement repräsentieren 75% des Gesamtvolumens.



b) Dreidimensionale Verteilung des Porenraums. Die Porosität beträgt 17%.



c) Verteilung des Calcitzements in der Sandsteinprobe. Es wurde ein Anteil von 7% ermittelt. Die Konzentration des Zements auf die hochporösen Lagen in der Mitte und am Top ist klar erkennbar.



d) Verteilung des Barytzements. Der Anteil des Baryts am Gesamtvolumen beträgt 1%. Eine erhöhte Anreicherung in der Mitte und am Top

Abb. 101 a) – d): Quantitative Analyse des Computertomographiedatensatzes mit Hilfe des Werkzeugs zur Volumenabschätzung (*volume estimation tool*) in Inside Reality™.

Fazit: Computertomographie & Visualisierung

Die Anwendung von hochauflösender Computertomographie liefert detaillierte Aussagen über die dreidimensionale Verteilung und den volumetrischen Anteil verschiedener Komponenten und Zemente, falls diese einen ausreichenden Kontrast in ihrer Dichte oder mineralogischen Zusammensetzung aufweisen. In dem hier vorgestellten Beispiel an einer Probe des Dethlingen Sandsteins lassen sich Quarzkomponenten und –zement, Calcitzement, Barytzement und der Anteil des Porenraums unterscheiden und quantitativ bestimmen.

Die Anwendung der Visualisierung mit virtueller Realität liefert zusätzlich ein besseres Verständnis über die Verteilung der ausgegliederten Komponenten und Zemente. Im Fall der hier untersuchten Probe lassen sich dadurch auch Rückschlüsse auf die diagenetische Abfolge ziehen. Die hohe Interaktivität der verwendeten Software erlaubt es dem Betrachter sich frei innerhalb des virtuellen Probenkörpers zu bewegen und mit ihm zu interagieren.

Zum besseren Verständnis der Dreidimensionalität der Computertomographiedaten ist auf CD ein Film beigefügt (Visualisierung von CT-Daten.wmv). In Anlage IX findet sich eine Erläuterung zum Film.

11 Zusammenfassung der Ergebnisse

Im Vordergrund der vorliegenden Doktorarbeit stand die äolische Fazies des Dethlingen Sandsteins (Rotliegendes/Perm). Die Doktorarbeit baut auf den Ergebnissen einer einjährigen Studie auf, die von Mai 2002 – April 2003 vom Verfasser in Zusammenarbeit mit Prof. Dr. Zankl für das Labor Wietze der RWE Dea AG angefertigt wurde.

Im Rahmen der Doktorarbeit wurde die Dethlingen Formation anhand von Kernmaterial von fünf Bohrungen untersucht. Dabei wurden Bohrkern mit einer Gesamtkernstrecke von 48,3 m detailliert sedimentologisch neu aufgenommen und interpretiert. Um eine bessere Übersichtlichkeit zu erzielen, wurden die Ergebnisse der Kernaufnahme zusammen mit allen weiteren verfügbaren Informationen dargestellt. Hierbei handelt es sich um Kern- und Dünnschliffbilder, petrophysikalische Meßwerte, Poreneintrittsradienverteilungen und die Ergebnisse der umfangreichen Untersuchungen mittels digitaler Bildanalyse. Insbesondere das Auffinden und die Charakterisierung von kleinräumigen Permeabilitätsbarrieren während der Kernaufnahme und die Gegenüberstellung zu Poreneintrittsradienverteilungen und Porenklassen nach digitaler Bildanalyse zeigt auf den ersten Blick eine hervorragende Korrelation zwischen Sedimentologie und Petrophysik.

Durch die darauf folgende Integration von FMI-Logs in die Auswertung konnte eine sehr gute Identifizierung und Korrelation der am Kern aufgefundenen Permeabilitätsbarrieren zu hochauflösenden Bohrlochmessungen erreicht werden. Dadurch ist es zukünftig möglich, vom FMI direkt Rückschlüsse auf Diagenese und Gesteinsphysik zu ziehen.

Eine Unterscheidung der drei verschiedenen Typen von Permeabilitätsbarrieren (Pin-Stripe Lamination, subaerische Akkumulation von Feinmaterial, fluvial/alluvial beeinflusst) in den FMI-Logs war dagegen nicht möglich. Dies ist bedingt durch die Tatsache, daß durch Pin-Stripe Lamination hervorgerufene Permeabilitätsbarrieren eine Feinlamination und Feinschichtung aufweisen, die in der Regel unterhalb des Auflösungsvermögens des FMI liegt. Erschwerend kommt hinzu, daß die Permeabilitätsbarrieren variabel ausgebildet sind und teilweise nur eine relative Barriere im Vergleich zum Umgebungsgestein darstellen.

Bei der Auswertung der petrophysikalischen Daten der untersuchten Bohrung wurde festgestellt, daß die Angabe einer durchschnittlichen Korngröße nicht zur Korrelation mit Porositäts- und Permeabilitätswerten genutzt werden sollte. Vielversprechender ist eine qualitative Korrelation zum Anteil von eingeschalteten Feinsandlagen oder eine nach Lagen getrennte Ermittlung von Porositätswerten, beispielsweise durch digitale Bildanalyse oder

hochauflösende Computertomographie. Es wurde deutlich, daß nur in den Dünensedimenten Korngrößen $> 0,35$ mm auftreten. Insofern nimmt die Korngröße des Sedimentes Einfluß auf gesteinsphysikalische Werte, da zwischen großen Komponenten auch das größte Intergranularvolumen auftritt. Dieses Intergranularvolumen kann wirksam zur Porosität beitragen, wenn das Gefüge durch frühe Zemente stabilisiert worden ist und diese Zemente während der späten Diagenese wieder gelöst worden sind.

Es konnte ein schwacher Trend zu höheren Permeabilitäten bei geringerem Anteil an vulkanischen, plutonischen und metamorphen Klasten ermittelt werden. Dies wird hervorgerufen durch die Lösung der Komponenten. Allerdings ist die zu beobachtende Schwankungsbreite groß und der ursprüngliche Anteil am Komponentenbestand ist nicht bekannt. Es konnte keine Abhängigkeit der Permeabilität vom Gehalt an Feldspat, Chlorit, Illit, dem Gesamttongehalt und vom Anteil an Calcizement festgestellt werden. Die Analyse der Daten ergab schwache Abhängigkeiten vom Anteil an sekundärem Quarzzement sowie dem Anteil von Gesamtzement mit und ohne Ton.

Die Auswertung des Anstieges der Poreneintrittsradienverteilungen zeigt die beste Korrelation zur am Plug gemessenen Porosität und Permeabilität wenn die gesamte Kurve, vor allem auch die Poreneintrittsradien $< 0,1$ μm , zur Analyse einbezogen wird.

Bei allen untersuchten Kapillardruckdatensätzen der Bohrungen des Untersuchungsgebiets mit abweichenden, zum Teil mehrgipfeligen Kurvenverläufen, handelt es sich um Datensätze aus extremen Lösungshorizonten innerhalb der Dünenfazies mit Permeabilitäten zwischen 500 bis 5800 mD. Bildanalytische Untersuchungen am Dünnschliff haben gezeigt, daß die zu beobachtende Porosität durch eine geringe Anzahl an sehr großen Poren hervorgerufen wird. Der Großteil der aufgefundenen Poren weist dagegen Radien von ca. 10 – 20 μm auf. Hierbei handelt es sich höchstwahrscheinlich um die durch Kapillardruckmessungen ermittelten großen Poreneintrittsradien.

Die Auswertung von Permeabilitätswerten aus radialen und axialen Plugs, bei denen in etwa die gleiche sedimentäre Struktur durchbohrt worden ist, zeigt den starken Einfluß der Textur auf die Permeabilität in den Sandsteinen. Die größte Anisotropie findet sich in Dünensedimenten und wird hervorgerufen durch den engständigen Wechsel von Fein- und Mittelsandlagen innerhalb der äolischen Sedimente. Das Verhältnis der Permeabilität von radial zu axial gebohrten Plugs kann maximal Werte von 250 : 1 erreichen, im Durchschnitt ist es 36 : 1 in der Dune Fazies, 16 : 1 in der Interdune Fazies und 2,5 : 1 in der Dry Sandflat Fazies. Die hier aufgezeigten Anisotropien zeigen eine gute Übereinstimmung mit in der Literatur publizierten Werten.

Allerdings muß berücksichtigt werden, daß sämtliche am Plug gemessenen Permeabilitätswerte nur Mittelwerte interner Mikropermeabilitäten sind, die in den unterschiedlichen sedimentären Lagen, wie beispielsweise *grainfall* versus *grainflow* Lagen, auftreten. Zur Bestimmung dieser Permeabilitäten sollten entweder Mikropermeabilitätsmessungen am Kern beziehungsweise Plug herangezogen werden, oder es besteht die Möglichkeit die Permeabilität anhand von Porenstrukturen zu berechnen, die mit hochauflösender Computertomographie ermittelt können (KNACKSTEDT ET AL., 2004).

An einem Teil der Dünnschliffe, die aus axialen Plugs erstellt wurden, konnte ein Wechsel von Fein- und Grobsandlagen beobachtet werden. Daraus läßt sich schließen, daß diese Plugs sind nicht im rechten Winkel zur Schichtung entnommen worden sind. Permeabilitätswerte dieser Plugs müssen daher kritisch betrachtet werden.

Im Rahmen der Arbeit wurden insgesamt 100 Dünnschliffe mit Schwerpunkt auf der äolischen Fazies des Dethlingen Sandsteins ausgewertet. Beobachtungen zu Komponenten, Zementen, dem Vorkommen von Tonen und Glimmern, Porosität und Lösungsphänomenen sowie zu Zementabfolgen wurden tabellarisch zusammengefaßt und mit Dünnschliffbildern dokumentiert. Die Befunde der Dünnschliffuntersuchungen dienen als Basis für die Ermittlung der diagenetischen Prozesse und ihrer zeitlichen Abfolge zueinander sowie Interaktion miteinander.

Die heute zu beobachtenden Porencharakteristika und Zementverteilungen in den Sandsteinen der hier untersuchten Dethlingen Formation sind in erster Linie ein Effekt der primären sedimentären Anlage und der frühen, oberflächennahen Diagenese. Zur Stabilisierung des Korngefüges wird eine an der Oberfläche in Feinsandlagen stattfindende Quarzlösung mit Wiederausfällung des SiO_2 in benachbarten Mittel- bis Grobsandlagen vorgeschlagen. Quarzausfällung in den *grainfall*-Lagen führt zur Verfüllung des schon primär geringen Porenraumes und Anlage von impermeablen Lagen. Durch diese ersten diagenetischen Prozesse wird die sedimentäre Anisotropie verstärkt und bildet die Grundlage für die Ausbildung von Permeabilitätsbarrieren. Im weiteren Verlauf der Versenkungsdiagenese zeigt sich der Einfluß der Heterogenität mit Auswirkungen in einem größeren Maßstab. Die Diagenese in den gröberen Lagen kann durch die Ausbildung der Permeabilitätsbarrieren nur gerichtet auftreten. Oftmals findet sich Calcizement nur auf einer Seite einer feinkörnigen Lagen, das heißt diese Lagen stellten offensichtlich sehr früh eine vertikale Migrationsbarriere für die calcitbringende Porenlösung dar. Es ist zu beobachten, daß sich unterhalb von ausgeprägten Permeabilitätsbarrieren immer Bereiche mit einem hohen Anteil an sekundärer Porosität befinden, die hochpermeabel sind. Dabei kommt es bereichsweise zur Bildung von Permeabilitätsbahnen mit Durchlässigkeiten größer 5000 mD. Hervorgerufen wird dies durch die Lösung früher gefügestabilisierender Zemente, die beim

Aufstieg von Lösungen im Vorfeld der Gasmigration in diese Bereiche erfolgt. Die Lösung der gefügestabilisierenden Zemente legt ein wenig kompaktiertes primäres Intergranularvolumen mit guten Porenverbindungen wieder frei. Sekundäre Porosität kann allerdings nur geschaffen werden, wenn ausreichende Migrationswege für die Lösungen zur Verfügung stehen.

Für Quarzlösungsprozesse wird eine *clay induced dissolution* vorgeschlagen, bei der vor allem die Verteilung von Tonen und die Temperatur Einfluß haben; der Gesamttonanteil und der Druck sind dagegen nur von untergeordneter Bedeutung. Entgegen dem üblichen Modell, bei dem Quarzlösung nur an Stylolithen stattfindet, deuten die Ergebnisse der Dünnschliffanalysen auf eine Lösung innerhalb jeder Feinsandlage hin.

Ziel der digitalen Bildanalyse war eine rechnergestützte Ermittlung von objektiven Parametern, die eine neutrale Charakterisierung des Porenraumes ermöglichen. Die so aufgefundenen Porentypen repräsentieren eine Klassifikation der optisch auflösbaren Porosität. Es wurden wichtige Voruntersuchungen zur Auflösungsfähigkeit und zum Verständnis der Methode präsentiert.

Die Ergebnisse der digitalen Bildanalyse erlauben eine gute Korrelation der aufgefundenen Makroporosität zu am Plug ermittelten Porositätswerten. Indirekt ist so auch eine Bestimmung der Mikroporosität möglich. Der Porenindex läßt sich als Indikator für sekundäre Porosität nutzen und liefert eine gute Korrelation zur am Plug gemessenen Porosität. Es konnte die Abhängigkeit der Porosität und Permeabilität von der Porenfläche nachgewiesen werden. Am Plug gemessene Permeabilitätswerte zeigen außerdem eine gute Korrelation zu weiteren bildanalytisch ermittelten Werten, wie Porosität, Porenindex und Porenrundung. Die vorgenommene Porenklassifizierung liefert vergleichbare und statistisch auswertbare Ergebnisse. Es wurden Grenzwerte verschiedener Parameter ermittelt, die eine sedimentologische Einstufung erlauben. Mit Hilfe von Porositätsprofilen konnte die Reduktion des Porenraumes in eingeschalteten *grainfall*-Lagen quantitativ erfaßt werden.

Durch die Analyse einer äolischen Sandsteinprobe mittels hochauflösender Mikro-Computertomographie wurde eine dreidimensionale Darstellung des Porenraumes möglich. Die Richtungsabhängigkeit der Permeabilität vom sedimentären Gefüge kann so wesentlich besser erkannt werden, als es im zweidimensionalen Dünnschliff möglich ist. Es wurde ein Überblick über die Methodik sowie die Meßdurchführung mit unterschiedlichen Computertomographen gegeben. Mit Hilfe der immersiven Visualisierung konnten Bestandteile der untersuchten Probe quantitativ und qualitativ dargestellt werden. Die dreidimensionale Darstellung der Verteilung von Zementen, insbesondere Calcit, lieferte

Hinweise zur diagenetischen Abfolge. Visualisierungsergebnisse wurden mit Hilfe eines Films dokumentiert.

Durch Anwendung verschiedener Untersuchungsmethoden war es möglich, die Heterogenität der untersuchten Sedimente in unterschiedlichen Größenmaßstäben zu erfassen. Im größten Maßstab handelt es sich dabei um verschiedene, am Kern bestimmbare, Faziestypen. Unterschiede innerhalb einer Fazies wurden am Dünnschliff und mittels digitaler Bildanalyse bestimmt. Zur Untersuchung kleinster Anisotropien wurde Computertomographie herangezogen.

12 Literaturverzeichnis

- Abdalla, A., Puckette, J., and Al-Shaieb, Z., 1997, Diagenetic Banding: A Sealing Mechanism in Simpson Sandstone Reservoirs in Central Oklahoma, *in* Johnson, K.S., ed., Simpson and Viola Groups in the Southern Midcontinent 1994 symposium, Volume 99, Oklahoma Geological Survey: Circular, p. 209-217.
- Abrahams, A.D., and Parsons, A.J., 1994, *Geomorphology of Desert Environments*: London, Chapman & Hall, p. 674.
- Adams, J.T., and Dart, C., 1998, The appearance of potential sealing faults on borehole images, *in* Jones, G., Fisher, Q.J., and Knipe, R.J., eds., *Faulting, Fault Sealing and Fluid Flow in Hydrocarbon Reservoirs*, Volume 147: Geological Society, London, Spec. Pub., p. 71-86.
- Ahlbrandt, T.S., and Fryberger, S.G., 1982, Introduction to eolian deposits, *in* Scholle, P.A., and Spearing, D., eds., *Sandstone depositional environments*, Volume 31: AAPG Memoir, p. 11-48.
- Allen, J.R.L., 1982, *Sedimentary Structures; Their Character and Physical Basis*: Reading, Elsevier, 593 p.
- Almon, W.R., 1981, Depositional environment and diagenesis of Permian Rotliegendes sandstones in the Dutch sector of the Southern North Sea, *in* Longstaffe, F.J., ed., *Clays and the Resource Geologist*: Calgary, Mineral Association of Canada, p. 119-147.
- Al-Shaieb, Z., Puckette, J., Abdalla, A., Tigert, V., and Ortoleva, P., 1994, The banded character of pressure seals, *in* Ortoleva, P., ed., *Basin compartments and seals*, Volume 61: AAPG Memoir, AAPG, p. 351-367.
- Amthor, J.E., and Okkerman, J., 1998, Influence of Early Diagenesis on Reservoir Quality of Rotliegende Sandstones, Northern Netherlands: AAPG Bulletin, v. 82, p. 2246-2265.
- Anderson, R.S., 1988, The pattern of grainfall deposition in the lee of aeolian dunes: *Sedimentology*, v. 35, p. 175-188.
- Andrews, S., and Higgins, L.S., 1984, Influence of depositional facies on hydrocarbon production in the Tensleep Sandstone, Big Horn Basin, Wyoming: A working hypothesis, *in* Goolsby, J., and Morton, D., eds., *Wyoming Geol. Ass. 35th Annual Field Conference Guidebook: The Permian and Pennsylvanian Geology of Wyoming*, p. 183-197.
- Anselmetti, F.S., Luthi, S., and Eberli, G.P., 1988, Quantitative Characterization of Carbonate Pore Systems by Digital Image Analysis: AAPG Bulletin, v. 82, p. 1815-1836.
- Arakel, A.V., 1986, Evolution of calcrete in palaeodrainages of the Lake Napperby area, Central Australia: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 54, p. 283-303.
- Ashley, G.M., 1990, Classification of large-scale subaquatic bedforms: A new look at an old problem: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 60, p. 160-172.
- Atkins, J.E., and McBride, E.F., 1992, Porosity and packing of Holocene river, dune and beach sands: AAPG Bulletin, v. 76, p. 339-355.

- Beard, D.C., and Weyl, P.K., 1973, Influence of Texture on Porosity and Permeability of Unconsolidated Sand: AAPG Bulletin, v. 57, p. 349-369.
- Bisdorn, E.B.A., and Schoonderbeek, D., 1983, The characterisation of the shape of mineral grains in thin sections of soils by Quantimet and BESI: Geoderma, v. 30, p. 303-322.
- Bjørnkum, P.A., 1996, How important is pressure in causing dissolution of quartz in sandstones?: Journal of Sedimentary Research, v. 66, p. 147-154.
- Bjørnkum, P.A., Oelkers, E.H., Nadeau, P.H., Walderhaug, O., and Murphy, W.M., 1998, Porosity Prediction in Quartzose Sandstones as a Function of Time, Temperature, Depth, Stylolite Frequency, and Hydrocarbon Saturation: AAPG Bulletin, v. 82, p. 637-648.
- Bjørlykke, K., 1983, Diagenetic reactions in sandstones, *in* Parker, A., and Sellwood, B., eds., Proceedings of the NATO Advanced Study Institute on Sediment Diagenesis, Reidel, Holland, p. 169-213.
- , 1988, Sandstone diagenesis in relation to preservation, destruction and creation of porosity, *in* Chilingarian, G.V., and Wolf, K.H., eds., Diagenesis, I, Volume 41: Developments in Sedimentology, Elsevier, p. 555-588.
- , 1994, Fluid-flow processes and diagenesis in sedimentary basins, *in* Parnell, J., ed., Geofluids: Origin, Migration and Evolution of Fluids in Sedimentary Basins, Volume 78: London, Geological Society of London, Special Publication, p. 127-140.
- , 1998, Clay mineral diagenesis in sedimentary basins - a key to the prediction of rock properties. Examples from the North Sea Basin: Clay Minerals, v. 33, p. 15-34.
- Bjørlykke, K., and Aagaard, P., 1992, Clay Minerals in North Sea Sandstones, *in* Houseknecht, D.W., and Pittman, E.D., eds., Origin, Diagenesis, and Petrophysics of Clay Minerals in Sandstones, Volume 47: SEPM Spec. Pub.: Tulsa, SEPM, p. 65-80.
- Bjørlykke, K., Aagaard, P., Egeberg, P.K., and Simmons, S.P., 1995, Geochemical constraints from formation water analysis from the North Sea and Gulf Coast Basin on quartz, feldspar and illite precipitation in reservoir rocks, *in* Cubitt, J.M., and England, W.A., eds., The Geochemistry of Reservoir, Geological Society of London, Special Publication 86, p. 33-50.
- Bjørlykke, K., and Egeberg, P.K., 1993, Quartz Cementation in Sedimentary Basins: AAPG Bulletin, v. 77, p. 1538-1548.
- Bjørlykke, K., Ramm, M., and Saigal, G.S., 1989, Sandstone diagenesis and porosity modification during basin evolution: Geologische Rundschau, v. 78, p. 338-351.
- Boespflug, X., Long, B.F.N., and Occhietti, S., 1995, CAT-scan in marine stratigraphy: a quantitative approach: Marine Geology, v. 122, p. 281-301.
- Bosscher, H., 1993, Computerized tomography and skeletal density of coral skeletons: Coral Reefs, v. 12, p. 87-103.
- Brookfield, M.E., and Ahlbrandt, T.S., 1983, Eolian sediments and processes, Developments in Sedimentology, Volume 38, Elsevier, p. 660.
- Brooks, J., Goff, J.C., and Van Horn, B., 1986, Habitat of Paleozoic gas in north-west Europe, Volume 23, Geological Society Special Publication.
- Budzinski, H., and Judersleben, G., 1980, Zur Diagenese tonarmer Sandsteine: Zeitschrift für Angewandte Geologie, v. 26, p. 302-308.

- Bullard, J.E., McTainsh, G.H., and Pudmenzky, C., 2002, Aeolian abrasion and fine particle production from red sands: an experimental study, *in* Lee, J.A., and Zobeck, T.M., eds., *Int. Conference on Wind Erosion and other Aeolian Processes*: Lubbock, Texas, USA.
- Burley, S., 1993, Models of burial diagenesis for deep exploration plays in Jurassic fault traps of the Central and Northern North Sea, *in* Parker, J.R., ed., *Petroleum Geology of Northwest Europe*, Geological Society of London.
- Cecil, C.B., and Heald, M.T., 1971, Experimental investigation of the effects of grain-coatings on quartz over-growth: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 41, p. 582-584.
- Cleary, W.J., and Conolly, J.R., 1971, Embayed quartz grains in soils and their significance: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 42, p. 899-904.
- Collinson, J.D., 1981, Chapter 3: Deserts, *in* Reading, H.G., ed., *Sedimentary environments and facies*: Oxford, Blackwell Scientific, p. 569.
- Collinson, J.D., and Thompson, D.B., 1989, *Sedimentary Structures*: London, Chapman & Hall, 207 p.
- Cooke, R.U., Warren, A., and Goudie, A.S., 1993, *Desert Geomorphology*: London, UCL Press, 526 p.
- Cooper, M.R., Evans, J., Flint, S.S., Hogg, A.J.C., and Hunter, R.H., 2000, Quantification of detrital, authigenic and porosity components of the Fontainebleau Sandstone: a comparison of conventional optical and combined scanning electron microscope-based methods of modal analyses, *in* Worden, R.H., and Morad, S., eds., *Quartz Cementation in Sandstones*, Volume 29: *Spec. Pub. Int. Ass. Sediment.*: Oxford, Blackwell Scientific, p. 89-101.
- Coshell, L., McIver, R.G., and Chang, R., 1994, X-ray computed tomography of Australian soil shales: non destructive visualization and density determination: *Fuel*, v. 73, p. 1317-1321.
- Crook, J.A.W., 1968, Weathering and roundness of quartz sand grains: *Sedimentology*, v. 11, p. 171-182.
- Curry, T.S., Dowdey, J.E., and Murry, R.C., 1990, *Christensen's Physics of Diagnostic Radiology*: Philadelphia, Lea and Febiger, 522 p.
- De Coninck, F., 1980, Major mechanisms in the formation of spodic horizons: *Geoderma*, v. 24, p. 101-128.
- Dewers, T., and Ortoleva, P., 1990, Interaction of reaction, mass transport, and rock deformation during diagenesis: mathematical modelling of intergranular pressure solution, stylolites, and differential compaction/cementation, *in* Meshri, I.D., and Ortoleva, P., eds., *Prediction of reservoir quality through chemical modelling*, Volume 49, *AAPG Memoirs*, p. 147-160.
- , 1991, Influences of clay minerals on sandstone cementation and pressure solution: *Geology*, v. 19, p. 1045-1048.
- , 1993, Formation of stylolithes, marl/limestone alternations, and clay seams through unstable chemical compaction of argillaceous carbonates, *in* Wolf, K.H., and Chilingarian, G.V., eds., *Diagenesis*, Vol. IV: Amsterdam, Elsevier, p. 155-216.

- , 1994, A coupled reaction/transport/mechanical model for intergranular pressure solution, stylolites, and differentiation compaction and cementation in clean sandstones: *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 54, p. 1609-1625.
- Drong, H.-J., 1979, Diagenetische Veränderungen in den Rotliegend Sandsteinen im NW-Deutschen Becken: *Geologische Rundschau*, v. 68, p. 1172-1183.
- Drong, H.-J., Plein, E., Sannemann, D., Schuebepach, M.A., and Zimdars, J., 1982, Der Schneverdingen-Sandstein des Rotliegenden - eine äolische Sedimentfüllung alter Grabenstrukturen: *Z. dt. geol. Ges.*, v. 133, p. 699-725.
- Duliu, O.G., 1999, Computer axial tomography in geosciences: an overview: *Earth-Science Reviews*, v. 48, p. 265-281.
- Dutton, S.P., 1986, Diagenesis and burial history of the Lower Cretaceous Travis Peak Formation, East Texas [PhD thesis]: Austin, University of Texas.
- Dutton, S.P., and Diggs, T.N., 1992, Evolution of porosity and permeability in the Lower Cretaceous Travis Peak Formation, East Texas: *AAPG Bulletin*, v. 4, p. 252-269.
- Edwards, H.E., Becker, A.D., and Howell, J.A., 1993, Compartmentalization of an aeolian sandstone by structural heterogeneities: Permo-Triassic Hopeman Sandstone, Moray Firth, Scotland, *in* North, C.P., and Prosser, D.J., eds., *Characterization of Fluvial and Aeolian Reservoirs*, Volume 73: Geological Society Spec. Pub., p. 339-365.
- Ehrenberg, S.N., 1993, Preservation of Anomalously High Porosity in Deeply Buried Sandstone by Grain-Coating Chlorite: Examples from the Norwegian Continental Shelf: *AAPG Bulletin*, v. 77, p. 1260-1286.
- Ehrlich, R., Crabtree, S.J., Horkowitz, K.O., and Horkowitz, J.P., 1991a, Petrography and Reservoir Physics I: Objective Classification of Reservoir Porosity: *AAPG Bulletin*, v. 75, p. 1547-1562.
- Ehrlich, R., Etris, E.L., Blumfield, D., Yuan, L.P., and Crabtree, S.J., 1991b, Petrography and reservoir physics II: physical models for permeability and formation factor: *AAPG Bulletin*, v. 75, p. 1579-1592.
- Ehrlich, R., Kennedy, S.K., Crabtree, S.J., and Cannon, R.L., 1984, Petrographic Image Analysis, I. Analysis of Reservoir Pore Complexes: *J. Sed. Petr.*, v. 54, p. 1365-1378.
- Fairbridge, R.W., 1967, Phases of diagenesis and authigenesis, *in* Larsen, G., and Chilingarian, G.V., eds., *Diagenesis in sediments*: Amsterdam, Elsevier, p. 18-89.
- Falke, H., 1976, *The Continental Permian in Central, West and South Europe*: Dordrecht, Holland, Reidel Publishing, p. 352.
- Fisher, Q.J., and Knipe, R.J., 1998, Fault sealing processes in siliciclastic sediments, *in* Jones, G., Fisher, Q.J., and Knipe, R.J., eds., *Faulting, Fault Sealing and Fluid Flow in Hydrocarbon Reservoirs*, Volume 147: Geological Society, London, Spec. Pub., p. 117-134.
- Fisher, Q.J., Knipe, R.J., and Worden, R.H., 2000, Microstructures of deformed and non-deformed sandstones from the North Sea: implications for the origins of quartz cement in sandstones, *in* Worden, R.H., and Morad, S., eds., *Quartz Cementation in Sandstones*, Volume 29: Spec. Pub. Int. Ass. Sediment.: Oxford, Blackwell Scientific, p. 129-146.
- Folk, R.L., 1976, Reddening of desert sands: Simpson Desert, Northern Territory, Australia: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 48, p. 611-624.

- , 1980, *Petrology of Sedimentary Rocks*: Austin, USA, Hemphill Publishing, 182 p.
- Francus, P., 1998, An image-analysis technique to measure grain-size variation in thin sections of soft clastic sediments: *Sedimentary Geology*, v. 121, p. 289-298.
- Fransham, P.B., and Jelen, J., 1987, Displacement of heavy oil visualized by CAT Scan: *Journal of Canadian Petroleum Technology*, v. 26, p. 42-47.
- Füchtbauer, H., 1974, Some problems of diagenesis in sandstones: *Bull. Centre Res. Pau-SNAP*, v. 8, p. 391-403.
- G**ardner, R.A.M., 1981, Reddening of dune sands - evidence from Southeast India: *Earth Surface Processes and Landforms*, v. 6, p. 459-468.
- Gast, R.E., 1988, Rifting im Rotliegenden Niedersachsens: *Die Geowissenschaften*, v. 6, p. 115-122.
- , 1991, The Perennial Rotliegend Saline Lake in NW Germany: *Geol. Jb.*, v. A 119, p. 25-59.
- , 1993, Sequenzanalyse von äolischen Abfolgen im Rotliegenden und deren Verzahnung mit Küstensedimenten: *Geol. Jb.*, v. A 131, p. 117-139.
- Gaupp, R., 1996, Diagenesis types and their application in diagenesis mapping: *Zbl. Geol. Paläont. Teil I*, v. H. 11/12, p. 1183-1199.
- Gaupp, R., Matter, A., Platt, J., Ramseyer, K., and Walzebuck, J., 1993, Diagenesis and Fluid Evolution of Deeply Buried Permian (Rotliegende) Gas Reservoirs, Northwest Germany: *AAPG Bulletin*, v. 77, p. 1111-1128.
- Gaupp, R., Matter, A., and Ramseyer, K., 1990, Deep burial diagenesis in Rotliegend reservoirs of the Northwest German Basin: *AAPG Bulletin*, v. 74, p. 660.
- George, G.T., and Berry, J.K., 1994, A new paleographic and depositional model for the upper Rotliegend, offshore The Netherlands: *First Break*, v. 12, p. 147-158.
- Giles, M.R., 1997, *Diagenesis and its impact on rock properties. A quantitative perspective*: Amsterdam, Kluwer, 520 p.
- Glennie, K.W., 1970, *Desert Sedimentary Environments*, Elsevier, 219 p.
- , 1972, Permian Rotliegendes of Northwest Europe Interpreted in light of modern desert sedimentation studies: *AAPG Bulletin*, v. 56, p. 1048-1071.
- , 1983, Lower Permian Rotliegend desert sedimentation in the North Sea area, *in* Brookfield, M.E., and Ahlbrandt, T.S., eds., *Eolian sediments and processes*, Volume 38: *Developments in Sedimentology*, Elsevier, p. 521-541.
- , 1990a, *Introduction to the Petroleum Geology of the North Sea*: Oxford, Blackwell Scientific, p. 402.
- , 1990b, Lower Permian - Rotliegend, *in* Glennie, K.W., ed., *Introduction to the Petroleum Geology of the North Sea*: Oxford, Blackwell Scientific, p. 120-152.
- Glennie, K.W., Mudd, G.C., and Nagtegaal, P.J.C., 1978, Depositional environment and diagenesis of Permian Rotliegendes sandstones in Leman Bank and Sole Pit areas of the UK southern North Sea: *J. geol. Soc. Lond.*, v. 135, p. 25-34.
- Gluyas, J., 1985, Reduction and prediction of sandstone reservoir potential, Jurassic, North Sea: *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, Series A*, v. 135, p. 187-202.
- Gluyas, J., and Coleman, M., 1992, Material flux and porosity changes during sediment diagenesis: *Nature*, v. 356, p. 52-54.

- Goebbels, J., Weidemann, G., Riesemeier, H., and Nitschke, A., 2002, Charakterisierung keramischer Mikrobauteile mittels Computertomographie - Vergleich von Laboranlagen und Synchrotronstrahlung, DGZfP Jahrestagung 2002: Mainz.
- Goggin, D.J., Chandler, M.A., Kocurek, G.A., and Lake, L.W., 1986, Patterns of permeability in eolian deposits, Fifth Symposium on Enhanced Oil Recovery: Tulsa, Oklahoma, Society of Petroleum Engineers and U.S. Department of Energy 14893, p. 181-187.
- Goodchild, M.W., and Whitaker, M., 1986, A petrographic study of Rotliegendes sandstone reservoir (Lower Permian) in the Rough Gas Field: *Clay Minerals*, v. 21, p. 459-477.
- Goudie, A.S., 1973, *Duricrusts in Tropical and Subtropical Landscapes*: Oxford, Clarendon Press, 174 p.
- , 1978, Dust storms and their geomorphological implications: *Journal of Arid Environments*, v. 1, p. 291-310.
- Gralla, P., 1988, Das Oberrotliegende in NW-Deutschland - Lithostratigraphie und Faziesanalyse: *Geologisches Jahrbuch*, v. A106, p. 3-59.
- Habesh, S.M., 1990, The evaluation of pore-geometry networks in clastic reservoir lithologies using microcomputer technology., in Hanley, J.T., and Merriam, D.F., eds., *Microcomputer applications in Geology II*: Oxford, Pergamon Press, p. 91-110.
- Hancock, N.J., 1978, Possible causes of Rotliegend sandstone diagenesis in northern West Germany: *J. geol. Soc. Lond.*, v. 135, p. 35-40.
- Hanley, J.T., and Merriam, D.F., 1990, *Microcomputer applications in Geology II*: Oxford, Pergamon Press.
- Haszeldine, R.S., Samson, I.M., and Cornford, C., 1984, Quartz diagenesis and convective fluid movement, Beatrice Oilfield, UK North Sea: *Clay Mineralogy*, v. 19, p. 391-402.
- Heald, M.T., 1955, Stylolites in sandstones: *Journal of Geology*, v. 63, p. 101-114.
- , 1959, Significance of stylolites in permeable sandstones: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 29, p. 251-253.
- Hicks, P.J., Deans, H.A., and Narayanan, K.R., 1990, Distribution of Residual Oil in Heterogeneous Carbonate Cores Using X-Ray CT, *Petr. Soc. of CIM/SPE Intl. Techn. Meeting*: Calgary, Canada, SPE-21574, p. 235-240.
- Hillier, S., 1994, Pore-lining Chlorites in siliciclastic reservoir sandstones: Electron Microprobe, SEM and XRD data, and implications for their origin: *Clay Minerals*, v. 29, p. 665-679.
- Hounsfield, G.N., 1972, A method and an apparatus for examination of a body by radiation such as X- or gamma radiation, British Patent No. 1,283,915: Great Britain.
- Houseknecht, D.W., 1984, Influence of grain size and temperature on intergranular pressure solution, quartz cementation, and porosity in a quartzose sandstone: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 54, p. 348-361.
- Hunter, R.E., 1977, Basic types of stratification in small eolian dunes: *Sedimentology*, v. 24, p. 361-387.
- Hunter, R.E., and Richmond, B.M., 1988, Daily cycles in coastal dunes: *Sedimentary Geology*, v. 55, p. 43-67.

- Illerhaus, B., Goebbels, J., Haase, O., Riesemeier, H., Kulish, A.V., Sene, M., and Bailey, M., 1998, Beam hardening correction in CT with simulated and real object data, 2nd Int. Conf. on Computer Methods and Inverse Problems in Nondestructive Testing and Diagnostics, Volume BB 64: Minsk, DGZFP, p. 67-75.
- Ireland, H.A., 1959, Silica in sediments, SEPM Special Publication, Volume 7.
- Jahren, J., and Aagaard, P., 1989, Compositional variations in diagenetic chlorites and illites, and relationships with formation water chemistry: *Clay Minerals*, v. 24, p. 157-170.
- James, W.C., and Porter, E.W., 1985, Influence of pressure, salinity, temperature and grain size on silica diagenesis and reservoir quality in quartzose sandstones: *AAPG Bulletin*, v. 69, p. 269.
- Jerram, D.A., Cheadle, M.C., Hunter, R.H., and Elliott, M.T., 1996, The spatial distribution of grains and crystals in rocks: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 125, p. 60-74.
- Jonas, E.C., and McBride, E.F., 1977, Diagenesis of sandstone and shale: application to exploration for hydrocarbon: Continuing Education Program Publication, University of Texas at Austin, v. 1, p. 1-165.
- Jordan, A., Thomas, M., Brevart, O., Robson, P., Sommer, F., and Sullivan, M., 1987, Diagenesis as the control of the Brent sandstone reservoir properties in the Greater Alwyn area (East Shetland Basin), *in* Brooks, J., and Glennie, K.W., eds., *Petroleum Geology of North West Europe*, Graham & Trotman, London.
- Katzung, G., 1975, Tektonik, Klima und Sedimentation in der Mitteleuropäischen Saxon-Senke und in angrenzenden Gebieten: *Zeitschrift der geologischen Wissenschaften*, v. 3, p. 1453-1472.
- Kayser, A., Kellner, A., Holzapfel, H.W., van der Bild, G., Warner, S., and Gras, R., 2005, 3D Visualization of a rock sample, Rotliegend Sandstone, Southern Permian Basin: applications for core analysis and petrophysics, *in* Dore, A.G., and Vining, B., eds., *Petroleum Geology: North West Europe and Global Perspectives - Proceedings of the 6th Petroleum Geology Conference*: London.
- Kemp, P.R., Cornelius, J.M., and Reynolds, J.F., 1992, A simple model for predicting soil temperatures in desert ecosystems: *Soil Science*, v. 153, p. 280-287.
- Kessler, L.G., 1978, Diagenetic sequence in ancient sandstones deposited under desert climatic conditions: *J. geol. Soc. Lond.*, v. 135, p. 41-49.
- Kiersnowski, H., Paul, J., Peryt, T., and Smith, D.B., 1995, Fazies, Palaeogeography, and Sedimentary History of the Southern Permian Basin in Europe, *in* Scholle, P.A., Peryt, T., and Ulmer-Scholle, D.S., eds., *The Permian of Northern Pangea*, Springer, p. 312.
- Knackstedt, M.A., Arns, C.H., Limaye, A., Sakellariou, A., Senden, T.J., Sheppard, A.P., Sok, R.M., and Pinczewski, W.V., *Digital Core Laboratory: Properties of reservoir core derived from 3D images*: SPE 87009, Kuala Lumpur, Malaysia.
- Kocurek, G., and Havholm, K.G., 1991, Amalgamated accumulations resulting from climatic and eustatic changes, Akchar Erg, Mauritania: *Sedimentology*, v. 38, p. 751-772.
- Kocurek, G., Townley, M., Yeh, E., Havholm, K.G., and Sweet, M.L., 1992, Dune and dune-field development on Padre Island, Texas, with implications for interdune deposition and water-table controlled accumulation: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 62, p. 622-635.

- Kraishan, G.M., Lemon, N.M., and Tingate, P.R., 1997, Depositional and diagenetic controls on the quality of Barrow Group sandstone reservoirs, Barrow Sub-basin, North West Shelf, Western Australia: Australian Petroleum Production Exploration Association Journal, v. 37, p. 214-231.
- Kraishan, G.M., Rezaee, M.R., and Worden, R.H., 2000, Significance of trace element composition of quartz cement as a key to reveal the origin of silica in sandstones: an example from the Cretaceous of the Barrow Sub-basin, Western Australia, *in* Worden, R.H., and Morad, S., eds., Quartz Cementation in Sandstones, Volume 29: Spec. Pub. Int. Ass. Sediment.: Oxford, Blackwell Scientific, p. 317-331.
- Krinsley, D.H., and Smith, D.B., 1981, A selective study of grains from the Permian Yellow Sands of North-East England: Proc. Geol. Assoc., v. 93, p. 189-196.
- Krystinik, L.F., 1990, Early diagenesis in continental eolian deposits, *in* Fryberger, S.G., Krystinik, L.F., and Schenk, C.J., eds., Modern and ancient eolian deposits: petroleum exploration and production: SEPM Rocky Mountain Section.
- Kuenen, P.H., and Perdok, W.G., 1962, Experimental abrasion. 5. Frosting and defrosting of quartz grains: Journal of Geology, v. 70, p. 648-658.
- Lancaster, N., 1995, Geomorphology of Desert Dunes: London, Routledge, 290 p.
- Larsen, G., and Chilingarian, G.V., 1967, Diagenesis in sediments: Amsterdam, Elsevier.
- Lee, J.A., and Zobeck, T.M., 2002, Proceedings of ICAR5/GCTE-SEN Joint Conference (Int. Conference on Wind Erosion and other Aeolian Processes), Texas Tech University.
- Lee, M., Aronson, J.L., and Savin, S.M., 1989, Timing and conditions of Permian Rotliegendes sandstone diagenesis, southern North Sea: K/Ar and oxygen isotopic data: AAPG Bulletin, v. 73, p. 195-215.
- Li, X.-Y., and Wang, J.-H., 2002, Wind tunnel simulation experiment on the erodibility of the fixed aeolian sandy soil by wind, *in* Lee, J.A., and Zobeck, T.M., eds., Int. Conference on Wind Erosion and other Aeolian Processes: Lubbock, Texas, USA.
- Long, B.F.N., and Ross, N., 1991, Etudes oceanographiques, physiques et biologiques: analyses complementaires., Rapp. INRS-Oceanol.
- Longstaffe, F.J., 1981, Clays and the Resource Geologist: Calgary, Mineral Association of Canada.
- Luthi, S.M., and Banavar, J.R., 1988, Application of borehole images to three-dimensional geometric modelling of eolian sandstone reservoirs, Permian Rotliegende, North Sea: Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists, v. 72, p. 1074-1089.
- Lutz, M., Kaasschieter, J.P.H., and van Wijhe, D.H., 1975, Geological factors controlling Rotliegend Gas accumulations in the Mid-European Basin, 9th World Geological Petroleum Congress, Volume 2: Tokyo, Japan, p. 93-103.
- Mann, A.W., and Horwitz, R.C., 1979, Groundwater calcrete deposits in Australia, some observations from Western Australia: Journal of the Geological Society of Australia, v. 26, p. 293-303.
- Marschallinger, R., 1998, 3-D reconstruction and volume modelling of the grain fabric of geological materials: Physics and Chemistry of the Earth, v. 23, p. 267-271.
- Matlack, K.S., Houseknecht, D.W., and Applin, K.R., 1989, Emplacement of clay into sand by infiltration: Journal of Sedimentary Petrology, v. 59, p. 77-87.

- McBride, E.F., 1977, Secondary porosity - Importance in sandstone reservoirs in Texas: Trans. Gulf Coast Assoc. Geol. Soc., v. 17, p. 121-122.
- , 1989, Quartz Cement in Sandstones: A Review: Earth-Science Reviews, v. 26, p. 69-112.
- McCann, T., 1998, Sandstone composition and provenance of the Rotliegend of the NE German Basin: Sedimentary Geology, v. 116, p. 177-198.
- McCreesh, C.A., Ehrlich, R., and Crabtree, S.J., 1991, Petrography and Reservoir Physics II: Relating Thin Section Porosity to Capillary Pressure, the Association Between Pore Types and Throat Size: AAPG Bulletin, v. 75, p. 1563-1578.
- McDonald, D.A., and Surdam, R.C., 1984, Clastic diagenesis, AAPG Memoir, Volume 37: Tulsa, p. 434.
- McKee, E.D., 1979, A study of global sand seas, USGS Prof. Paper 1052, Volume 1052, p. 429.
- McKee, E.D., and Bigarella, J.J., 1972, Deformational structures in Brazilian coastal dunes: Journal of Sedimentary Petrology, v. 42, p. 670-681.
- Midttun, M., and Giertsen, C., 1998, Petroleum applications of virtual reality technology: Introducing a new paradigm, 68th Annual International Meeting: Society of Exploration Geophysics, p. 703.
- Mikeš, D., 2002, Upscaling of Permeability Heterogeneities in Reservoir Rocks: An integrated approach: Delft, The Netherlands, Delft University of Technology.
- Morad, S., 1998a, Carbonate cementation in sandstone: distribution patterns and geochemical evolution, *in* Morad, S., ed., Carbonate Cementation in Sandstones, Volume 26: Spec. Pub. Int. Ass. Sediment.: Oxford, Blackwell Science, p. 1-26.
- , 1998b, Carbonate Cementation in Sandstones, Spec. Pub. Int. Ass. Sediment., Volume 26: Oxford, Blackwell Science, p. 576.
- Morey, G.W., Fournier, R.O., and Rowe, J.J., 1962, The solubility of quartz in water in the temperature interval from 25°C to 300°C: Geochim. Cosmochim. Acta, v. 22, p. 1029-1043.
- Mowers, T.T., and Budd, D.A., 1996, Quantification of porosity and permeability reduction due to calcite cementation using computer-assisted petrographic image analysis techniques: AAPG Bulletin, v. 80, p. 309-322.
- Mullis, A.M., 1991, The role of silica precipitation kinetics in determining the rate of quartz pressure solution: Journal of Geophysical Research, v. 96, p. 10007-10013.
- Nagtegaal, P.J.C., 1979, Relationship of facies and reservoir quality in Rotliegendes desert sandstones, southern North Sea region: Journal of Petroleum Geology, v. 2, p. 145-158.
- , 1980, Diagenetic models for predicting clastic reservoir quality: Rev. Inst. Invest. Geol., v. 34, p. 5-19.
- Nairn, A.E.M., and Smithwick, M.E., 1976, Permian Paleogeography and Climatology, *in* Falke, H., ed., The Continental Permian in Central, West, and South Europe: Dordrecht, Holland, Reidel Publishing, p. 283-312.
- Natterer, F., 1986, The Mathematics of Computerized Tomography: Chichester, Wiley.
- Norris, R.M., 1967, Dune reddening and time: Journal of Sedimentary Petrology, v. 39, p. 7-11.

- North, C.P., and Prosser, D.J., 1993, Characterization of Fluvial and Aeolian Reservoirs, Geological Society Spec. Pub., Volume 73, p. 450.
- Oelkers, E.H., Bjørkum, P.A., and Murphy, W.M., 1996, A petrographic and computational investigation of quartz cementation and porosity reduction in North Sea sandstones: American Journal of Science, v. 296, p. 420-452.
- Orsi, T.H., Edwards, C.M., and Anderson, A.L., 1994, X-ray computed tomography: a nondestructive method for quantitative analysis of sediment cores: J. Sed. Res., v. A64, p. 690-693.
- Ortoleva, P., Merino, E., Moore, C., and Chadam, J., 1987, Geochemical self-organization I: Reaction-transport feedbacks and modelling approach: American Journal of Science, v. 287, p. 979-1007.
- Parker, J.A., 1993, Petroleum Geology of Northwest Europe, Geological Society of London.
- Parnell, J., 1994, Geofluids: Origin, Migration and Evolution of Fluids in Sedimentary Basins, Volume 78: London, Geological Society, Special Publication.
- Parton, W.J., 1984, Predicting soil temperatures in short grass steppe: Soil Science, v. 138, p. 93-101.
- Pedersen, T., and Bjørlykke, K., 1994, Fluid flow in sedimentary basins: a model of water flow in a vertical fracture: Basin Research, v. 6, p. 1-16.
- Pittman, E.D., 1972, Diagenesis of quartz in sandstones as revealed by scanning electron microscopy: Journal of Sedimentary Petrology, v. 42, p. 507-519.
- , 1979, Porosity diagenesis and productive capability of sandstone reservoirs, *in* Scholle, P.A., and Schluger, P.R., eds., Aspects of diagenesis, Volume 26, SEPM Spec. Pub., p. 159-173.
- Pittman, E.D., Larese, R.E., and Heald, M.T., 1992, Clay coats: occurrence and relevance to preservation of porosity in sandstones, *in* Houseknecht, D.W., and Pittman, E.D., eds., Origin, Diagenesis, and Petrophysics of Clay Minerals in Sandstones, Volume 47: SEPM Spec. Pub.: Tulsa, SEPM, p. 241-255.
- Platt, J., 1991, The diagenesis of early Permian Rotliegend deposits from northwest Germany [PhD-thesis thesis]: Bern, University of Bern.
- , 1994, Geochemical evolution of pore waters in the Rotliegend (Early Permian) of northern Germany: Marine and Petroleum Geology, v. 11, p. 66-78.
- Plein, E., 1978, Rotliegend-Ablagerungen im Norddeutschen Becken: Z. dt. geol. Ges., v. 129, p. 71-97.
- , 1995, Stratigraphie von Deutschland I - Norddt. Rotliegendbecken - Rotliegend-Monographie Teil II, *in* (CFS), C.F.S., ed.
- Porter, E.W., and James, W.C., 1986, Influence of pressure, salinity, temperature and grain size on silica diagenesis in quartzose sandstones: Chemical Geology, v. 52, p. 259-369.
- Potter, P.E., and Pettijohn, F.J., 1977, Paleocurrents and Basin Analysis: Berlin, Springer, 420 p.
- Protz, R., and VandenBygaart, A.J., 1998, Toward systematic image analysis in the study of soil micromorphology: Science of Soils, v. 3.

- Purcell, W.R., 1949, Capillary Pressures - Their measurement using mercury and the calculation of permeability therefrom: AIME, v. 186, p. 39-50.
- Purvis, K., 1992, Lower Permian Rotliegendes sandstone, southern North Sea: a case study of sandstone diagenesis in evaporite-associated sequences: *Sedimentary Geology*, v. 77, p. 155-171.
- Pye, K., 1981, Rate of dune reddening in a humid tropical climate: *Nature*, v. 290, p. 582-584.
- , 1983, Early post-depositional modification of aeolian dune sands, *in* Brookfield, M.E., and Ahlbrandt, T.S., eds., *Eolian sediments and processes*, Volume 38: *Developments in sedimentology*, Elsevier, p. 197-221.
- Pye, K., and Krinsley, D.H., 1986, Diagenetic carbonate and evaporite minerals in Rotliegend aeolian sandstones of the Southern North Sea: Their nature and relationship to secondary porosity development: *Clay Minerals*, v. 21, p. 443-457.
- Pye, K., and Tsoar, J., 1990, *Aeolian Sand and Sand Dunes*: London, Unwin Hyman, 396 p.
- Ramm, M., 1992, Porosity-depth trends in reservoir sandstones: offshore Norway: *Marine and Petroleum Geology*, v. 9, p. 553-567.
- Ramseyer, K., and Bjørlykke, K., 1999, Imported quartz cement in eolian sandstones grew from water of uniform composition but has complex zonation (Sullivan et al., 1997) - Discussion and reply: *Terra Nova*, v. 11, p. 51-54.
- Reineck, H.-E., and Singh, I.B., 1980, *Depositional Sedimentary Environments*: Berlin, Springer-Verlag, 551 p.
- Renton, J.J., Heald, M.T., and Cecil, C.B., 1969, Experimental investigation of pressure solution of quartz: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 39, p. 1107-1117.
- Rossel, N.C., 1982, Clay mineral diagenesis in Rotliegend aeolian sandstones of the southern North Sea: *Clay Minerals*, v. 17, p. 69-77.
- Russ, J.C., 1998, *The image processing handbook*: Boca Raton, Florida, USA, CRC Press LLC in cooperation with IEEE Press, 771 p.
- Ruzyla, K., 1992, Quantitative image analysis of reservoir rocks: pitfalls, limitations and suggested procedures: *GeoByte*, v. 7, p. 7-20.
- Sauerwein, C., Simon, H., Pfeifer-Schäller, I., Tomaschko, S., and Klein, F., 2002, *Anwendungen der 3D-Computertomographie in Entwicklung und Forschung*, DGZfP Jahrestagung 2002: Mainz.
- Schäfer, A., and Teyssen, T., 1987, Size, shape and orientation of grains in sands and sandstones - image analysis applied to rock thin-sections: *Sedimentary Geology*, v. 52, p. 251-271.
- Schenk, C.J., 1983, Textural and structural characteristics of some experimentally formed eolian strata, *in* Brookfield, M.E., and Ahlbrandt, T.S., eds., *Eolian sediments and processes*, Volume 38: *Developments in Sedimentology*, Elsevier, p. 41-49.
- Schmalz, R.F., 1968, Formation of modern and ancient red beds in deserts - Discussion: *AAPG Bulletin*, v. 79, p. 277-280.
- Schmidt, V., 1981, *Secondary Porosity in Sandstones*, NATO Advanced Study Institute on Sediment Diagenesis: Reading, p. 1-195.

- Schmidt, V., and McDonald, D.A., 1979, Texture and recognition of secondary porosity in sandstones, *in* Scholle, P.A., and Schluger, P.R., eds., *Aspects of Diagenesis*, Volume 26, SEPM Spec. Pub., p. 209-225.
- Scholle, P.A., Peryt, T., and Ulmer-Scholle, D.S., 1995, *The Permian of Northern Pangea*, Springer, p. 312.
- Scholle, P.A., and Schluger, P.R., 1979, *Aspects of Diagenesis*, SEPM Spec. Pub., Volume 26: Tulsa, SEPM, p. 443.
- Scholle, P.A., and Spearing, D., 1982, Sandstone depositional environments, AAPG Memoir, Volume 31, p. 410.
- Scotchman, I., Johnnes, L.H., and Miller, R.S., 1989, Clay diagenesis and oil migration in Brent Group Sandstones of NW Hutton field, UK North Sea: *Clay Mineralogy*, v. 24, p. 339-374.
- Seemann, U., 1982, Depositional facies, diagenetic clay minerals and reservoir quality of Rotliegendes sediments in the southern Permian Basin (North Sea): A Review: *Clay Minerals*, v. 17, p. 55-67.
- Segal, E., Ellingson, W.A., Segal, Y., and Zmora, I., 1987, Development of Beam Hardening Correction Method for Computerized Tomographic Imaging of Structural Ceramics, *in* Thompson, D.O., and Chimenti, C.E., eds., *Review of Progress in Quantitative NDE*, Volume 6A: New York, Plenum Press, p. 411-417.
- Sheldon, H.A., Wheeler, J., Worden, R.H., and Cheadle, M.J., 2003, An analysis of the roles of stress, temperature, and pH in chemical compaction of sandstones: *Journal of Sedimentary Research*, v. 73, p. 64-71.
- , 2004, An analysis of the roles of stress, temperature, and pH in chemical compaction of sandstones-Reply: *Journal of Sedimentary Research*, v. 74, p. 449-450.
- Siever, R., 1962, Silica solubility 0°C - 200°C and the diagenesis of siliceous sediments: *Journal of Geology*, v. 70, p. 127-150.
- Sorby, H.C., 1880, On the structure and origin of non-calcareous stratified rocks: *Quarterly Journal of the Geological Society of London*, v. 37, p. 49-92.
- Spiro, C.L., Holmes, D.S., Lobos, J., and Maylotte, D.H., 1987, Use of X-ray computed tomography to examine microbial desulphurization of lump coal: *Energy Fuels*, v. 1, p. 76-79.
- Steel, R.P., 1983, Longitudinal draa in the Permian Yellow Sands of north-east England, *in* Brookfield, M.E., and Ahlbrandt, T.S., eds., *Eolian sediments and processes*, Volume 38: *Developments in Sedimentology*: Amsterdam, Elsevier, p. 543-550.
- Stephan, H.J., 1970, Diagenesis of the Middle Buntsandstein in South Oldenburg, Lower Saxony: *Meyniana*, v. 20, p. 39-82.
- Stollhofen, H., and Stanistreet, I.G., 2002, Hoanib River flood deposits of Namib Desert interdunes as analogues for thin permeability barrier mudstone layers in aeolianite reservoirs: *Sedimentology*, v. 49, p. 719-736.
- Sullivan, M.D., Haszeldine, R.S., Boyce, A.J., Rogers, G., and Fallick, A.E., 1990, Late anhydrite cements mark basin inversion: isotopic and formation water evidence, Rotliegend Sandstone, North Sea: *Marine and Petroleum Geology*, v. 11, p. 46-54.
- Sullivan, M.D., Macaulay, C.I., Fallick, A.E., and Haszeldine, R.S., 1997, Imported quartz cement in eolian sandstones grew from water of uniform composition but has complex zonation: *Terra Nova*, v. 9, p. 237-241.

- Tada, R., and Siever, R., 1989, Pressure solution during diagenesis: Annual Review of Earth and Planetary Sciences, v. 17, p. 89-118.
- Ten Have, A., and Hillier, A., 1986, Reservoir geology of the Sean North and South gas fields, U.K. Southern North Sea, *in* Brooks, J., Goff, J.C., and Van Horn, B., eds., Habitat of Paleozoic gas in north-west Europe, Volume 23, Geological Society Special Publication, p. 267-273.
- Thompson, A., 1959, Pressure solution and porosity, *in* Ireland, H.A., ed., Silica in sediments, Volume 7, SEPM Special Publication, p. 92-110.
- Tigert, V., and Al-Shaieb, Z., 1990, Pressure seals: their diagenetic banding patterns: Earth-Science Reviews, v. 29, p. 227-240.
- Tillman, R.W., and Weber, K.J., 1987, Reservoir sedimentology, SEPM Special Publication 44, p. 357.
- Van den Berg, E.H., Bense, V.F., and Schlager, W., 2003, Assessing textural variation in laminated sands using digital image analysis of thin sections: J. Sed. Res., v. 73, p. 133-143.
- Van Geet, M., Swennen, R., and Wevers, M., 2000, Quantitative analysis of reservoir rocks by microfocus X-ray computerised tomography: Sedimentary Geology, v. 132, p. 25-36.
- Van Wijhe, D.H., Lutz, M., and Kaasschieter, J.P.H., 1980, The Rotliegend in The Netherlands and its gas accumulations: Geol. Mijnbouw, v. 59, p. 3-24.
- Velde, B., 1995, Origin and Mineralogy of Clays, Springer Verlag.
- Verhelst, F., David, P., Fermont, W., Jegers, L., and Vervoort, A., 1996, Correlation of 3D-computerized tomographic scans and 2D-colour image analysis of Westphalian coal by means of multivariate statistics: Int. J. Coal. Geol., v. 29, p. 1-21.
- Vinegar, H.J., 1986, X-Ray CT and NMR Imaging of Rocks: Journal of Petroleum Technology, v. 38, p. 257-259.
- Walderhaug, O., Oelkers, E.H., and Bjørkum, P.A., 2004, An analysis of the roles of stress, temperature, and pH in chemical compaction of sandstones: Journal of Sedimentary Research, v. 74, p. 447-449.
- Waldschmidt, W.A., 1941, Cementing materials in sandstones and their influence on the migration of oil: AAPG Bulletin, v. 25, p. 1839-1879.
- Walker, T.R., 1967, Formation of red beds in modern and ancient deserts: AAPG Bulletin, v. 78, p. 353-368.
- , 1976, Diagenetic origin of continental red beds, *in* Falke, H., ed., The Continental Permian in Central, West and South Europe: Dordrecht, Holland, Reidel Publishing, p. 240-282.
- , 1979, Red color in dune sand, *in* McKee, E.D., ed., A study of global sand seas: USGS Prof. Paper 1052, USGS, p. 62-81.
- Walker, T.R., Waugh, B., and Crone, A.J., 1978, Diagenesis in the first cycle desert alluvium of Cenozoic age, southwestern United States and northwestern Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 89, p. 19-32.

- Waugh, B., 1970, Petrology, provenance and silica diagenesis in the Penrith Sandstone (Lower Permian) of northwest England: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 40, p. 1226-1240.
- Weaver, C.E., 1989, *Clays, Mud and Shales*, Elsevier.
- Weber, K.J., 1987, Computation of initial well productivities in aeolian sandstone on the basis of a geological model, Leman gas field, U.K., *in* Tillman, R.W., and Weber, K.J., eds., *Reservoir sedimentology*, Volume 44, SEPM Special Publication, p. 333-354.
- Weidemann, G., Goebbels, J., Illerhaus, B., Dittrich, R., Mangler, M., and Tomandl, G., 2001, Charakterisierung von Gradientenwerkstoffen mittels hochauflösender Computertomographie, DGZfP Jahrestagung 2001: Berlin, p. 7.
- Weimer, R.J., and Sonnenberg, S.A., 1994, Low resistivity pays in J Sandstone, deep basin center accumulations, Denver basins, AAPG Annual Conference, Volume 3, p. 280.
- Wescott, W.A., 1983, Diagenesis of Cotton Valley sandstone (Upper Jurassic), east Texas: implications for tight gas formation pay recognition: *AAPG Bulletin*, v. 77, p. 1002-1013.
- Weyl, P.K., 1959, Pressure solution and the force of crystallisation - a phenomenological story: *Journal of Geophysical Research*, v. 64, p. 2001-2025.
- Williams, L.A., Parks, G.A., and Crerar, D.A., 1985a, Silica diagenesis, I; solubility controls: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 55, p. 301-311.
- , 1985b, Silica diagenesis, II; general controls: *Journal of Sedimentary Petrology*, v. 55, p. 312-321.
- Wilson, M.D., 1992, Inherited grain-rimming clays in sandstones from eolian and shelf environments: their origin and control on reservoir properties, *in* Houseknecht, D.W., and Pittman, E.D., eds., *Origin, Diagenesis, and Petrophysics of Clay Minerals in Sandstones*, Volume 47: SEPM Spec. Pub.: Tulsa, SEPM, p. 209-225.
- Withjack, E.M., Devier, C., and Michael, G., 2003, The Role of X-Ray Computed Tomography in Core Analysis, SPE Western Regional/AAPG Pacific Section Joint Meeting: Long Beach, USA, SPE-83467, p. 1-12.
- Withjack, E.M., Graham, S.K., and Yang, C.-T., 1990, Determination of Heterogeneities and Miscible Displacement Characteristics in Coreflood by CT scanning, 65th SPE Ann. Tech. Conf.: New Orleans, USA, SPE-20490, p. 213-224.
- Wood, J.R., and Hewett, T.A., 1984, Reservoir diagenesis and convective fluid flow, *in* McDonald, D.A., and Surdam, R.C., eds., *Clastic diagenesis*, Volume 37, AAPG Memoirs.

